

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE  
VALPARAÍSO  
FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR Y GEOGRAFÍA  
ESCUELA DE CIENCIAS DEL MAR

Caracterización geomorfológica de la dorsal de Chile junto a la Triple  
Unión de Taitao, entre los 79°W y los 75,5°W y entre los 45°S y los 46,5°S.

**Trabajo de titulación para optar al título de Oceanógrafo**

Alejandra Andrea Lorca Luna

Valparaíso, 2018

**COMISIÓN DE TITULACIÓN:**

Profesor Guía: Dr. Juan Díaz Naveas.

\_\_\_\_\_

Profesor : Dr. Cristián Rodrigo Ramírez  
UNAB

\_\_\_\_\_

Profesora : Javiera González Acuña  
SHOA

\_\_\_\_\_

## **AUTORIZACIÓN DE USO**

Al presentar esta Tesis como último requisito para la obtención del título de Oceanógrafo, autorizo a la biblioteca de la Escuela de Ciencias del Mar de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, para que disponga libremente de ella. Autorizo además reproducciones parciales o totales de esta Tesis sólo con fines académicos.

---

Alejandra Andrea Lorca Luna

## AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso por otorgarme una beca para estudiar esta linda carrera.

A todos los docentes de la Carrera de Oceanografía por todo el conocimiento y dedicación entregados a lo largo de estos años, y a los compañeros que fueron importantes en este proceso de aprendizaje.

También agradezco a mi Profesor Guía, Dr. Juan Díaz-Naveas, por su paciencia, compromiso, apoyo, dedicación y orientación en el proceso de realización de este trabajo de titulación.

A los profesores Dr. Cristian Rodrigo y Javiera González, miembros de la Comisión de este trabajo, por su tiempo y sus valiosas correcciones, sugerencias y comentarios.

A mis amigos Valeria Argomedo, Franco Comanato, Diego Martínez, entre otros y a mi pareja Nicolás Gallardo, que han sido muy importantes en el desarrollo y finalización de mi tesis, ya que me han instado y urgido a que termine esta luego, preguntándome muy seguido por mi tesis.

A mis padres, quienes me han dado siempre todo su apoyo y amor incondicional y a mis hermanas por toda su paciencia y apoyo en todo el proceso y desarrollo de mi carrera.

Finalmente, quiero agradecer a Dios por permitirme llegar hasta aquí en la vida, que podría sin problema haber terminado hace unos años atrás, pero esto no estaba dentro de su voluntad. Por darme la inteligencia y perseverancia para poder concluir esta carrera exitosamente.

## ÍNDICE

COMISIÓN DE TITULACIÓN: .....	i
AUTORIZACIÓN DE USO .....	ii
AGRADECIMIENTOS .....	iii
LISTA DE FIGURAS .....	vi
LISTA DE TABLAS .....	ix
RESUMEN.....	x
ABSTRACT.....	xi
INTRODUCCIÓN .....	1
Dorsales Mesoocéánicas .....	3
<b>Dorsales lentas</b> (con tasas de expansión <b>10-50 mm*año<sup>-1</sup></b> ) .....	8
<b>Dorsales intermedias</b> (con tasas de expansión de <b>50-90 mm*año<sup>-1</sup></b> ) .....	10
<b>Dorsales rápidas</b> (con tasas de expansión de <b>90-180 mm*año<sup>-1</sup></b> ).....	10
<b>Otras diferencias entre dorsales lentas y rápidas</b> .....	13
<b>Dorsal de Chile</b> .....	15
OBJETIVO.....	20
Objetivo general .....	20
Objetivos específicos .....	20
METODOLOGÍA .....	21
Procesamiento de los datos batimétricos .....	22
Análisis geomorfométrico de la dorsal. ....	24
Análisis geomorfométrico al interior del valle axial de la dorsal. ....	25
Análisis de la rugosidad de la dorsal.....	26
Análisis de las discontinuidades de la dorsal .....	28
Análisis de la tasa de expansión de la dorsal .....	28
Comparación de la dorsal de Chile con las tres categorías de dorsales .....	29
RESULTADOS.....	30
Velocidades de expansión de la dorsal de Chile a partir de modelos de movimiento de placas .....	30
Geomorfometría de la dorsal de Chile junto a la Triple Unión de Taitao .....	32

Descripción de los valles axiales de los segmentos de la dorsal de Chile .....	36
Rugosidad de la dorsal de Chile.....	41
Vulcanismo alejado del eje .....	45
Comparación con descripciones de Macdonald (1982) .....	47
Discontinuidades axiales de la zona de estudio de la dorsal de Chile .....	50
<b>Discontinuidades de 1<sup>er</sup> orden:</b> Zonas de fractura.....	50
<b>Discontinuidades de 2<sup>do</sup> orden</b> .....	53
<b>Discontinuidades de 3<sup>er</sup> orden</b> .....	54
<b>Discontinuidades de 4<sup>to</sup> orden</b> .....	56
DISCUSIÓN .....	58
Zona geográfica de estudio en relación a disponibilidad de datos.....	58
Velocidades de expansión .....	58
Valles Axiales .....	59
Rugosidad.....	60
Vulcanismo alejado del eje .....	60
Comparación con Macdonald (1982).....	60
Comparación de discontinuidades .....	62
<b>Discontinuidades de 1<sup>er</sup> orden</b> .....	62
<b>Discontinuidades de 2<sup>do</sup> orden</b> .....	63
<b>Discontinuidades de 3<sup>er</sup> orden</b> .....	63
<b>Discontinuidades de 4<sup>to</sup> orden</b> .....	64
CONCLUSIONES .....	66
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	68
ANEXO 1: Medición de pendientes de perfiles de los segmentos de estudio. ....	75
ANEXO 2: Análisis de rugosidad.....	83
ANEXO 3: Imágenes en 3D.....	87

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Estructura de los 3 diferentes tipos de límites de placas. Márgenes divergentes (izquierda), márgenes convergentes (derecha) y fallas transformantes (abajo) (Plummer <i>et al.</i> , 2016).....	2
<b>Figura 2.</b> Modelación numérica de la litosfera elástica-plástica-viscosa sobre una débil astenósfera para una dorsal mesoocéanica rápida (arriba) y una lenta (abajo). La sección coloreada computa el estrés vertical. Las curvas delgadas muestran batimetría computada por los modelos, comparados con la batimetría real (curva en negrita). Las dorsales rápidas están dominadas por la boyantes axial mientras que las lentas están dominadas por el estrés. Note que los perfiles tienen diferentes exageraciones verticales (Searle, 2013). .....	5
<b>Figura 3.</b> Principales centros de expansión de las dorsales mesoocéanicas de los fondos oceánicos. Tasas de expansión lentas, de 10 a 50 mm*año <sup>-1</sup> (línea simple); tasas de expansión intermedia, de 50 a 90 mm*año <sup>-1</sup> (línea doble); tasa de expansión rápida, de 90 a 180 mm*año <sup>-1</sup> (línea triple) (Macdonald, 1982).....	6
<b>Figura 4.</b> Estructura de una zona de fractura dorsal-dorsal. Las líneas dobles indican los bordes de expansión; las líneas continuas, la falla transformante y las líneas segmentadas, las zonas de fractura inactivas (Searle, 2013).....	8
<b>Figura 5.</b> Diagramas de bloque de la zona neovolcánica de dorsales de expansión rápida, intermedia y lenta (Macdonald, 1982).....	11
<b>Figura 6.</b> Diferentes estructuras o tipos de discontinuidades (de primer, segundo, tercer y cuarto orden) para dorsales rápidas y lentas (Macdonald & Fox, 1990). .....	12
<b>Figura 7.</b> Topografía de una zona de fractura en una dorsal de expansión lenta (10 km*Ma. <sup>-1</sup> ) con un offset de 100 km (equivalente a 10 Ma. de diferencia en edad) y topografía de una zona de fractura en una dorsal de expansión rápida (120 km*Ma. <sup>-1</sup> ) con un offset de 100 km (equivalente a 0,8 Ma. de diferencia en edad) (Fox & Gallo, 1984; Goud & Karson, 1986).....	13
<b>Figura 8.</b> Diagrama de bloque de una estructura horst-graben. ....	15
<b>Figura 9.</b> Contexto tectónico de la Triple Unión de Taitao. La fosa Perú-Chile se denota por una línea gris con triángulos. Los segmentos activos de la dorsal de Chile y las fallas transformantes se muestran con una línea en negrita; la extensión inactiva de las fallas se muestra con una línea punteada. Las flechas indican la velocidad del movimiento de las placas (Murdie <i>et al.</i> , 2000). .....	16
<b>Figura 10.</b> Segmentos de la dorsal de Chile estudiados por Blackman <i>et al.</i> (2012). .....	17
<b>Figura 11.</b> Zona de estudio, entre los 45°S y 46,5°S y entre los 75,5°W y 79°W.....	22
<b>Figura 12.</b> Zona de estudio, entre los 75,5°W y 79°W, y entre los 45°S y los 46,5°S. DC1, DC2 y DC3: segmentos de estudio de la dorsal de Chile. ZF1 y ZF2: zonas de fractura presentes en la zona de estudio. PR1 y PR2: puntos de referencia del segmento DC1 y DC2 respectivamente. ....	23
<b>Figura 13</b> Cálculo de las pendientes con el software MIRONE del Perfil 2 del segmento DC1 de la dorsal de Chile (DC1_P2).....	24
<b>Figura 14.</b> Medidas y nomenclaturas que se utilizaron en el estudio de la dorsal de Chile. NMM: nivel medio del mar. Triángulos celestes: pendientes de las paredes este y oeste del valle axial. Flechas naranjas: altura de la dorsal respecto al fondo marino adyacente. Flecha	

amarilla: altura del valle axial respecto al fondo marino adyacente. Flecha verde: ancho de la dorsal. Flecha roja: ancho del valle axial. a: Altura del fondo marino adyacente a la dorsal respecto del NMM. b: Cresta oeste de la dorsal. c: Cresta este de la dorsal. d: Pared oeste del valle axial. e: Pared este del valle axial. f: Valle axial. g: Máxima profundidad del valle axial respecto del NMM. ....	25
<b>Figura 15.</b> Medidas que se extrajeron de los valles axiales de los dorsales. Flecha naranja: ancho del valle axial. Flecha verde: ancho de los volcanes centrales. Flecha roja: altura de los volcanes. Triángulos celestes: pendientes de las dos laderas de los volcanes. ....	26
<b>Figura 16.</b> Extracción de las tendencias polinómicas de primer a sexto grado, a fin de encontrar la mejor correlación con la tendencia real. a) tendencias polinómicas de 1 <sup>er</sup> , 2 <sup>do</sup> , 3 <sup>er</sup> y 4 <sup>to</sup> grado. b) tendencias polinómicas de 5 <sup>to</sup> y 6 <sup>to</sup> grado. ....	27
<b>Figura 17.</b> Zonas de fractura y su división para calcular el ancho promedio del valle e identificar posibles estructuras de cuencas y <i>ridges</i> . ....	28
<b>Figura 18.</b> Histogramas de las velocidades de expansión según los modelos utilizados para los puntos PR1 (45,092°S y 77,990°W) (a) y PR2 (45,643°S y 76,675°W) (b). ....	32
<b>Figura 19.</b> Trazos correspondientes a los perfiles del segmento DC1, numerados como DC1_P1, DC1_P2, DC1_P3, DC1_P4 y DC1_P5. ....	34
<b>Figura 20.</b> Trazos correspondientes a los perfiles del segmento DC2, numerados como DC2_P1, DC2_P2, DC2_P3, DC2_P4 y DC2_P5. ....	34
<b>Figura 21.</b> Trazos correspondientes a los perfiles del segmento DC3, numerados como DC3_P1, DC3_P2, DC3_P3, DC3_P4 y DC3_P5. Los puntos rojos denotan los límites del valle axial. ....	35
<b>Figura 22.</b> Valle axial del segmento DC1 de la dorsal de Chile. ....	37
<b>Figura 23</b> Dimensiones de la cadena de volcanes centrales del valle axial del segmento DC1. Flecha roja: alto de cadenas de volcanes. Flecha morada: alto de valle de volcanes. Flecha verde: ancho de volcanes. Flecha naranja: ancho de valle axial. ....	37
<b>Figura 24.</b> Valle axial del segmento de DC2 de la dorsal de Chile. ....	38
<b>Figura 25.</b> Cadenas volcánicas: a) de G1 y b) de G2. ....	39
<b>Figura 26.</b> Valle axial del segmento DC3 de la dorsal de Chile a la izquierda y grupo G2 de volcanes a la derecha. ....	40
<b>Figura 27.</b> Ubicaciones de los perfiles extraídos para el análisis de rugosidad. A) Perfil de la dorsal Mesoatlántica. B) Perfil de la dorsal Juan de Fuca. C) Perfiles de los segmentos DC1, DC2 y DC3 de la dorsal de Chile de norte a sur. ....	41
<b>Figura 28.</b> Rugosidad de la dorsal Mesoatlántica. ....	42
<b>Figura 29</b> Rugosidad de la dorsal Juan de Fuca. ....	42
<b>Figura 30.</b> Rugosidad del segmento DC1 de la dorsal de Chile. ....	43
<b>Figura 31.</b> Rugosidad del segmento DC2 de la dorsal de Chile. ....	43
<b>Figura 32.</b> Rugosidad del segmento DC2 de la dorsal de Chile. ....	43
<b>Figura 33.</b> Volcanes (montes submarinos) alejados del eje de la dorsal en los segmentos DC1, DC2 y DC3, indicando la distancia que los separa del eje. ....	45
<b>Figura 34.</b> Ejemplo de estimación del ancho de la dorsal de Chile, a partir del perfil extraído del segmento DC1. La distancia calculada (entre el límite dorsal-fondo marino adyacente (línea roja) y el valle axial (línea verde) corresponde a la mitad del ancho de la dorsal, lo cual se multiplica por 2 para obtener el ancho de la dorsal. ....	48

<b>Figura 35.</b> Ubicación de un <i>ridge</i> en el valle de la zona de fractura ZF1.....	52
<b>Figura 36.</b> Detalle del <i>ridge</i> de la ZF1. Se aprecia una estructura de tres segmentos (R1, R2 y R3). .....	52
<b>Figura 37.</b> A) Primer <i>ridge</i> , de oeste a este (R1); imagen con vista desde el SW. B) Segundo <i>ridge</i> (R2); imagen con vista desde el SWW. C) Tercer <i>ridge</i> (R3); imagen con vista desde el SW. El largo del <i>ridge</i> se muestra con el color negro, el ancho del <i>ridge</i> con el color morado, el alto del <i>ridge</i> con el color rojo y el ancho del valle con el color naranja. ....	53
<b>Figura 38.</b> Discontinuidad de segundo orden presente en el valle axial de DC2. a) Valle axial, b) valle axial interpretado y c) discontinuidad de segundo orden. Líneas negras: límite del valle axial. Líneas rojas: tendencia de valle axial. Líneas moradas: cadenas de volcanes del valle axial. ....	54
<b>Figura 39.</b> Discontinuidad de tercer orden presente en el valle axial de DC2. a) Valle axial, b) valle axial interpretado y c) discontinuidad de segundo orden. Líneas negras: límite del valle axial. Líneas rojas: cadenas de volcanes del valle axial. ....	55
<b>Figura 40.</b> Discontinuidad de tercer orden en el valle axial de DC3. A) Vista desde el NWW y B) vista desde el SEE. ....	55
<b>Figura 41.</b> Discontinuidades de 4° orden en las cadenas volcánicas de DC2 (arriba) y DC3 (abajo). Vista desde el Este (arriba) y desde el SEE (abajo). ....	56
<b>Figura 42.</b> Volcanes centrales en el valle axial del segmento DC1 de la dorsal de Chile. Vista desde el Norte. ....	57

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Detalle de las fuentes de datos batimétricos. ....	21
<b>Tabla 2.</b> Velocidades de expansión de la dorsal de Chile en los puntos PR1 y PR2 (ver texto), según diferentes modelos de movimiento de placas. En azul se marcan los datos que concuerdan con expansión lenta; y en rojo, los que concuerdan con expansión intermedia. Referencias de los modelos en Tabla 3. ....	30
<b>Tabla 3.</b> Modelos utilizados para calcular la velocidad de expansión de la dorsal de Chile. ....	31
<b>Tabla 4.</b> Estadística de las velocidades de expansión de la dorsal de Chile seleccionadas para los puntos PR1 y PR2; todos los valores están en mm*año <sup>-1</sup> . ....	32
<b>Tabla 5.</b> Datos de alturas respecto al NMM, anchos y pendientes de los cinco perfiles extraídos desde cada segmento de la dorsal de Chile. La ubicación de los perfiles se aprecia en los mapas de las Figuras 19 a 21. ....	33
<b>Tabla 6.</b> Medidas de los tres segmentos de la dorsal de Chile. ....	36
<b>Tabla 7.</b> Dimensiones de los tres segmentos de la zona de estudio de la dorsal de Chile (Ver Figura 14 para aclaración de nomenclatura). ....	36
<b>Tabla 8.</b> Dimensiones de los valles axiales y las cadenas de volcanes de los tres segmentos de dorsal estudiados. VA1 corresponde al valle axial del segmento DC1, VA2 al valle axial del segmento DC2 y VA3 al valle axial del segmento DC3; G1 y G2 son los distintos grupos de cadenas volcánicas descritos antes. ....	40
<b>Tabla 9.</b> Rugosidad de un segmento de la dorsal Mesoatlántica, de la dorsal Juan de Fuca y de tres segmentos de la dorsal de Chile, (ubicación en Figura 27) en términos del valor RMS (root mean square), tras haber extraído la tendencia de la batimetría. ....	44
<b>Tabla 10.</b> Distancias de volcanes al eje de expansión de los tres segmentos de la dorsal de Chile y proporción de la distancia en relación al ancho del valle axial de cada segmento de dorsal. DV significa distancia desde volcán hasta el eje del valle axial. AVA significa ancho del valle axial. DV/AVA significa la razón de DV en AVA. ....	46
<b>Tabla 11.</b> Comparación de las descripciones de las 3 categorías de dorsales definidas por Macdonald (1982) y lo presentado para la zona de estudio de la dorsal de Chile. ....	47
<b>Tabla 12.</b> Datos de ancho de la ZF1 a lo largo de sub-regiones de estudio de largo indicado (Figura 17). En cada sub-región se extrajeron perfiles y se calculó un ancho promedio ( $A_i$ ), con lo cual luego se calculó el promedio ponderado de ZF1, teniendo en cuenta el largo de la sub-región ( $L_i$ ) según la fórmula $APP = \frac{1}{L} \sum A_i \cdot L_i = \frac{1}{L} \sum L_i$ . ....	51
<b>Tabla 13.</b> Datos de ancho de la ZF2 a lo largo de sub-regiones de estudio de largo indicado (Figura 17). En cada sub-región se extrajeron perfiles y se calculó un ancho promedio ( $A_i$ ), con lo cual luego se calculó el promedio ponderado de ZF2, teniendo en cuenta el largo de la sub-región ( $L_i$ ) según la fórmula $APP = \frac{1}{L} \sum A_i \cdot L_i = \frac{1}{L} \sum L_i$ . ....	51
<b>Tabla 14.</b> Comparación de características de las discontinuidades presentes en los diversos tipos de dorsales descritos por Macdonald (1982) respecto de la zona de estudio de la dorsal de Chile. ....	57
<b>Tabla 15.</b> Tabla resumen de la concordancia de las características de los tres segmentos analizados de la dorsal de Chile con las descripciones de dorsales lentas e intermedias. ....	65

## RESUMEN

La dorsal de Chile es una rama de las dorsales mesoocéánicas que corresponde a un centro de expansión entre la placa de Nazca y la placa Antártica, donde se crea nueva corteza oceánica. Tanto las dorsales mesoocéánicas, como las discontinuidades o segmentaciones que estas poseen, tienen morfologías características, según la velocidad en que las placas involucradas se separan. Macdonald (1982) clasificó a la dorsal de Chile como una dorsal de velocidad de expansión intermedia. El objetivo de este trabajo es verificar si la clasificación propuesta por Macdonald (1982) para la dorsal de Chile sigue siendo válida, considerando que hoy en día se cuenta con una mejor base de datos batimétricos de la región.

Para lograr el objetivo, se realizó un análisis de los rasgos geomorfológicos de los tres segmentos de la dorsal de Chile adyacentes a la Triple Unión de Taitao y de sus discontinuidades a fin de realizar una comparación con los rasgos equivalentes de dorsales de expansiones lentas, intermedias y rápidas. Para la caracterización de los segmentos de la dorsal de Chile se utilizó una base de datos batimétricos multihaz, de mejor resolución que la utilizada por Macdonald. Se realizaron perfiles batimétricos, mapas de las zonas, se calcularon pendientes, anchos y alturas de los segmentos de la dorsal de Chile y sus valles, además de análisis matemáticos y estadísticos.

El análisis de los datos muestra que, si bien algunos de los rasgos de los segmentos de la dorsal de Chile concuerdan con lo descrito para una dorsal intermedia, la mayoría de los rasgos concuerdan con lo esperado para una dorsal lenta, entre los cuales están los valores estadísticos de promedio y mediana calculados para la velocidad de expansión de la dorsal de Chile de los modelos de movimiento de placas, los cuales se encuentran entre los  $49,0$  y  $49,6 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$ ; así como también características de la dorsal como son el alto y ancho de esta y la profundidad del valle axial, entre otras. Es por esto que, no se puede afirmar concluyentemente que la dorsal de Chile se pueda clasificar como una dorsal intermedia como lo propuso Macdonald (1982); sino que más bien, según lo deducido de los datos de los tres segmentos estudiados, esta dorsal debería pertenecer a una categoría de dorsal lenta, muy cercana al límite de velocidad entre una dorsal lenta y una intermedia, es decir, a una tasa de expansión de  $50 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$ .

Aun cuando no es sencillo clasificar algunas dorsales con un análisis morfológico, debido a que si bien existe una descripción geomorfológica de las distintas categorías de velocidad de expansión, estas descripciones son una generalidad, pudiendo haber dorsales lentas que posean algunas características que se esperan para una dorsal intermedia, o viceversa dado que estos rasgos no suelen ser exclusivos de estas categorías de dorsales. Así, estudios como este ayudan a tener un mayor conocimiento de la estructura y dinámica de las dorsales mesoocéánicas, como la dorsal de Chile.

Palabras claves: dorsal mesoocéánica; dorsal de Chile; velocidad de expansión; geomorfología, discontinuidades, clasificación.

## ABSTRACT

The Chile Rise or Chile Ridge is a branch of the mid-ocean ridges, in which the expansion of the Nazca and Antarctic plates takes place; thus creating new oceanic crust. Both the mid-ocean ridges and their discontinuities, have characteristic morphologies, according to the spreading rate of the involved plates. Macdonald (1982) classified the Chile Rise as an intermediate-spreading ridge. The objective of this work is to verify if the classification proposed by Macdonald (1982) for the Chile Rise is still valid, considering that nowadays there is a better bathymetric database of the survey area.

To achieve the goal, a geomorphological analysis of the features of the three spreading segments in the proximity to the Taitao Triple Junction and of its discontinuities was made in order to compare it with the equivalent features of slow, intermediate and fast spreading ridges. To carry out the characterization of Chile Rise a multibeam bathymetric database, with better resolution than in the past (Macdonald, 1982), was used. Also bathymetric profiles, maps of the zones were made; slopes, widths, and heights of the segments of the Chile Rise and its valleys were calculated, as well as mathematical and statistical analysis.

The result of this analysis shows that, although some of the features of the Chile Rise agree with what has been described for an intermediate ridge, most of the features agree with what is expected for a slow ridge, including the statistical average and median values calculated for the Chile Rise from the plate motion models. So it can't be conclusively established that the Chile Rise can be classified as an intermediate spreading ridge as Macdonald (1982) proposed; but rather, according to the data analysis, this ridge should be classified as a slow spreading ridge, very close to the limit between a slow and an intermediate ridge, that is, at a  $50\text{mm}\cdot\text{year}^{-1}$  spreading rate.

Although it's not easy to classify some mid-ocean ridges with a morphological analysis, in spite of an existing of geomorphological description of the different categories of spreading rate ridges, these descriptions are to general, and there may be slow ridges that have some features that are expected for an intermediate ridge, or the opposite, since these features are not usually exclusive to these categories of mid-ocean ridges. Thus, studies like this are good for having a greater understanding on the structure and dynamics of mid-ocean ridges, such as the Chile Rise.

Keywords: Mid-ocean ridges; Chile Rise; spreading rate; geomorphology; discontinuities; classified.

## INTRODUCCIÓN

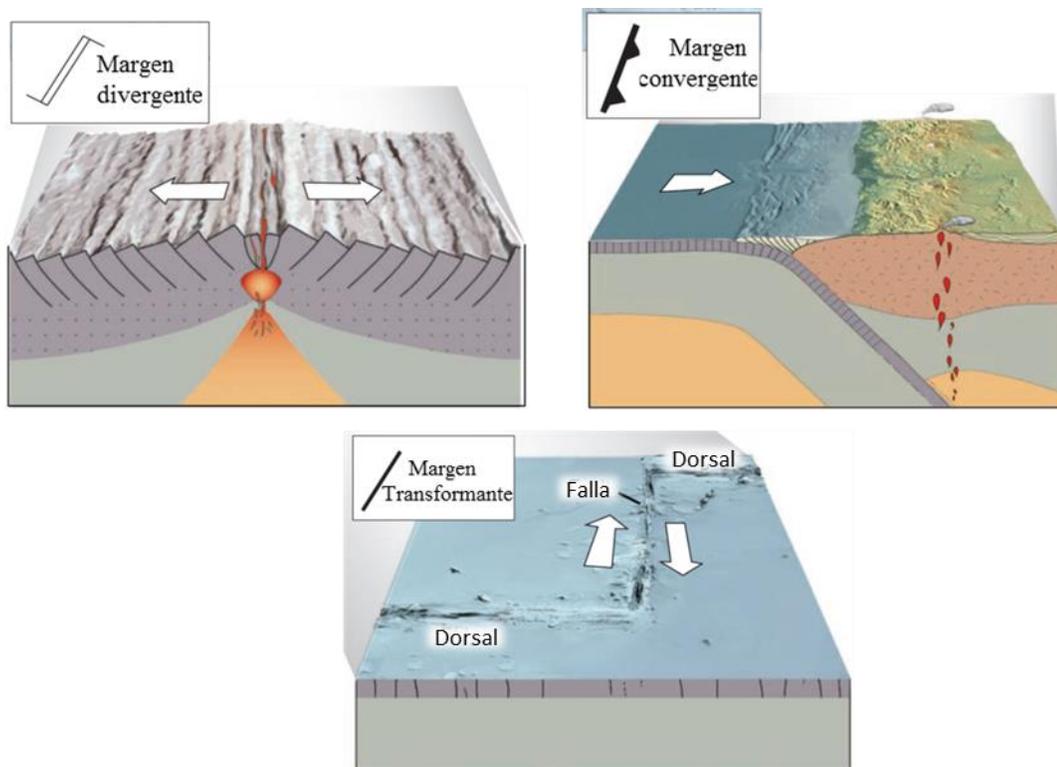
La tierra está compuesta de rocas en diferentes estados, debido a las distintas temperaturas y presiones a las que están expuestas: en el centro está ubicado el núcleo, sobre este se encuentra el manto y, en la superficie, la corteza. El manto y la corteza se dividen en tres capas según su estado: la mesósfera corresponde al manto inferior (límite inferior está a 2.900 km de profundidad), en estado sólido. Sobre esta se encuentra la astenósfera, donde el balance de temperatura y presión es tal, que permite que un flujo viscoso tome lugar en ella a escala de tiempo geológica. Sobre la astenósfera se encuentra la litósfera, que corresponde a los ~100 km más superficiales de la tierra sólida, compuesta por el manto superior y la corteza (la corteza tiene un espesor de 38 km bajo los continentes y 7 a 8 km bajo los océanos). Esta capa está compuesta por rocas frías y rígidas (Fowler, 2005; Searle, 2013).

Gran parte del calor interno de la Tierra se transfiere hacia la astenósfera a través de celdas de convección. Esto hace que el movimiento resultante haga desplazarse a la litósfera suprayacente como si se tratara de una gran correa transportadora, lo que da origen a la tectónica de placas. De este modo, las placas tectónicas se mueven en diferentes direcciones, provocando que en algunos sitios se acerquen confrontándose (margen convergente) y, en otros sitios, alejándose (márgenes divergentes). También se puede dar que el borde de una placa se desplace lateralmente con respecto a otra, lo que da origen a fallas transcurrentes. En el caso de las dorsales meso-oceánicas, los bordes transcurrentes se conocen como fallas transformantes (Figura 1) (Macdonald & Fox, 1990; Fowler, 2005; Searle, 2013).

En los márgenes divergentes, las placas involucradas se separan y mueven en direcciones opuestas, permitiendo que nueva corteza oceánica se forme debido a la surgencia de magma hacia la superficie, en un proceso conocido como “expansión del piso oceánico”. De esta manera, la litosfera es levantada térmicamente lo que da origen a la

dorsal mesoocéanica. Sin embargo, la expansión produce colapso en el eje central de la dorsal (zona de rift), originando un valle o graben, caracterizado por fallas normales y por actividad sísmica y volcánica. (Macdonald & Fox, 1990; Fowler, 2005; Searle, 2013).

En el contexto de este trabajo, “dorsal mesoocéanica” se definirá como una cadena montañosa o cordillera formada por la tectónica de placas. Por el contrario, y para poder distinguirlo de otro rasgo, que también podría denominarse “dorsal”, se ha optado por usar el término genérico en inglés “*ridge*” para una cresta elongada o una serie lineal de crestas.



**Figura 1.** Estructura de los 3 diferentes tipos de límites de placas. Márgenes divergentes (izquierda), márgenes convergentes (derecha) y fallas transformantes (abajo) (Plummer *et al.*, 2016).

## **Dorsales Mesoocéánicas**

El estudio de las dorsales mesoocéánicas es esencial para un completo entendimiento de la tectónica de placas y la geodinámica global. Los análisis geomorfológicos detallados han sido fundamentales para entender la naturaleza de estas (Searle, 2013).

Las dorsales mesoocéánicas son uno de los rasgos más prominentes de las cuencas oceánicas y son, en esencia, cordilleras submarinas que se elevan hacia su máxima altura en sus ejes y sus flancos se extienden simétricamente. Así, recorren gran parte del fondo de los océanos, extendiéndose con un largo de:

- 75.000 km según Macdonald & Fox (1990);
- 70.000 km según Macdonald (2001);
- 65.000 km según Searle (2013),

Estas tienen una profundidad media de 2.500 m y un ancho mayor a 1.000 km. El sistema de dorsales principales posee ramas subsidiarias como las dorsales de: Galápagos, Chile, Carlsberg, Mar Rojo y Azores, entre otras (Macdonald & Fox, 1990; Fowler, 2005; Searle, 2013).

Los centros de expansión (zona de *rift*) de las dorsales se caracterizan por una zona estrecha, de vulcanismo reciente, rodeada de zonas de corteza agrietada. Así, al alejarse del eje se presenta una zona activa de fallas normales, caracterizada por un corte vertical significativo de la corteza (Needham & Francheteau, 1974; Macdonald *et al.*, 1975).

Los flancos de una dorsal son la región entre la cresta y el fondo de la cuenca oceánica. Estos son simétricos entre sí, con anchos de cientos de kilómetros. Tienen pendiente suave, pero localmente pueden poseer una rugosidad gruesa (se entenderá por rugosidad como las desviaciones de la batimetría respecto a la tendencia de esta), con un

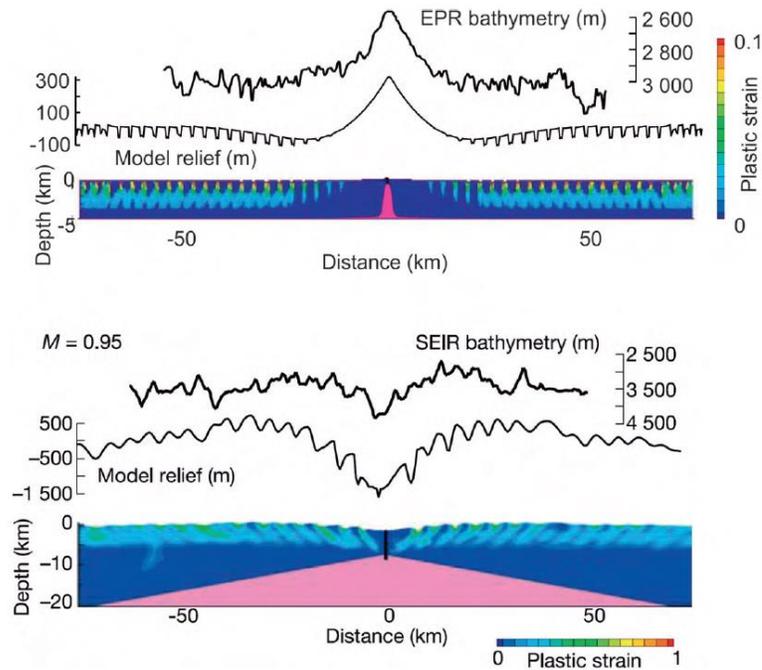
relieve local (diferencia entre la mínima y la máxima profundidad en una región determinada) de entre 100 y 2.000 m. El espesor de los sedimentos atrapados en los flancos es variable: generalmente se engruesan al aumentar la distancia con el eje. Poseen una topografía de dorsal-valle-dorsal, con un valle axial que se extiende en forma paralela al eje, siendo cortado por zonas de fractura. Las crestas de las dorsales se ubican desde 1.000 hasta 3.000 m por sobre la cuenca oceánica adyacente (Macdonald, 1982).

La topografía de la dorsal mesoocéánica está controlada por varios factores, de los cuales uno de los más importantes es la velocidad de expansión (Figura 3), en conjunto con la temperatura del manto y el flujo de calor (Macdonald, 1982; Fowler, 2005; Searle, 2013). La tasa de expansión es un proxy aproximado del flujo de calor (Searle, 2013).

Las dorsales de expansión menor a  $60 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  se caracterizan por grandes anomalías de gravedad de aire libre negativas, lo cual refleja la existencia de un valle axial soportado dinámicamente, mientras que las de tasas mayores a  $70 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  presentan anomalías pequeñas, reflejando dorsales compensadas isostáticamente. Dentro del rango  $60\text{-}70 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ , a lo largo de un mismo eje de dorsal, puede ocurrir una abrupta transición que toma lugar con una distancia de solo unas pocas decenas de km a lo largo del eje involucrando una variación muy pequeña o casi nula de velocidad de expansión (Small & Sandwell, 1989).

Las dorsales rápidas se han modelado exitosamente como respuesta isostática a la roca fundida parcialmente de baja densidad (Madsen *et al.*, 1984; Wang & Cochran, 1993), mientras que los modelos de las dorsales lentas relacionan la formación de valle axial con un angostamiento de la litosfera bajo tensión (Figura 2) (ej. Tapponnier & Francheteau, 1978). La transición entre dorsales lentas y rápidas se da en función del ancho cambiante de la región de desacoplamiento cortical débil suprayaciendo manto dúctil (Chen & Morgan, 1990a,b). Para las dorsales lentas esta región de desacoplamiento es pequeña, permitiendo un fuerte acoplamiento entre la frágil placa y el dúctil manto subyacente, que promueve una

acumulación de esfuerzo tensional, y por tanto, el angostamiento. Las dorsales rápidas por su parte, tienen una gran región de desacoplamiento, así, la corteza esta desacoplada del manto y su forma está determinada en gran medida por la isostasia. Las dorsales lentas se han modelado numéricamente usando una reología elástica-plástica-viscosa para simular la tensión producida por fallas tensionales (Poliakov & Buck, 1998).

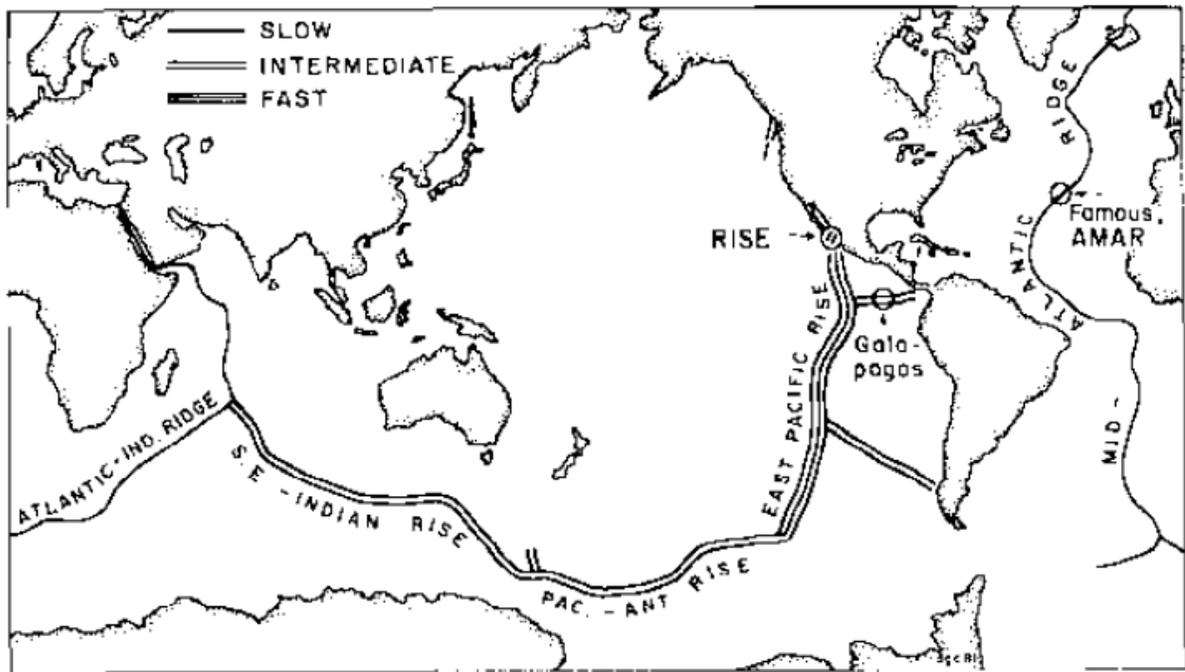


**Figura 2.** Modelación numérica de la litosfera elástica-plástica-viscosa sobre una débil astenósfera para una dorsal mesoocéanica rápida (arriba) y una lenta (abajo). La sección coloreada computa el estrés vertical. Las curvas delgadas muestran batimetría computada por los modelos, comparados con la batimetría real (curva en negrita). Las dorsales rápidas están dominadas por la boyantes axial mientras que las lentas están dominadas por el estrés. Note que los perfiles tienen diferentes exageraciones verticales (Searle, 2013).

De este modo, los centros de expansión se pueden clasificar en cinco categorías, que son los centros de:

- expansión ultra lenta, con tasas de expansión menores a 20 mm por año,
- expansión lenta, con tasas de expansión de 20 a 50 mm por año,
- expansión intermedia, con tasas de expansión de 50 a 90 mm por año,
- expansión rápida, con tasas de expansión de 90 a 130 mm por año,
- expansión súper rápida, con tasas de expansión de 130 a 150 mm o más por año.

La velocidad de expansión influencia principalmente la continuidad en tiempo y espacio de los procesos volcano-magmáticos y tectónicos y la amplitud de las fallas.



**Figura 3.** Principales centros de expansión de las dorsales mesoocéánicas de los fondos oceánicos. Tasas de expansión lentas, de 10 a 50  $\text{mm}\cdot\text{año}^{-1}$  (línea simple); tasas de expansión intermedia, de 50 a 90  $\text{mm}\cdot\text{año}^{-1}$  (línea doble); tasa de expansión rápida, de 90 a 180  $\text{mm}\cdot\text{año}^{-1}$  (línea triple) (Macdonald, 1982).

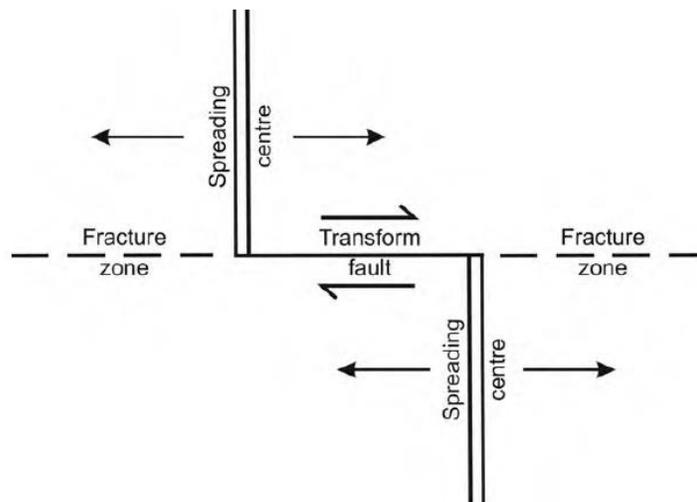
Existen discontinuidades en las dorsales mesooceánicas y las dorsales subsidiarias que también varían en su morfología según la velocidad de expansión y son un concepto clave en la tectónica de placas (Morgan, 1968). Las discontinuidades de primer orden son las fallas de transformación (Figura 4), las cuales desplazan la dorsal cientos de kilómetros (Macdonald & Fox, 1990), pudiendo ser desde 30 a 1.000 km (Searle, 2013). A lo largo de una dorsal mesooceánica las fallas de transformación están separadas entre sí cada 300 a 500 km en promedio. Hay también discontinuidades de segundo, tercer y cuarto orden, como desviaciones del valle axial, traslapes en los ejes axiales, entre otros. Así, los segmentos de primer orden contienen varias discontinuidades de segundo orden, que usualmente están separadas cada 50-300 km. Las discontinuidades de segundo orden están caracterizadas por estructuras oblicuas y traslapadas (Macdonald & Fox, 1990; Fowler, 2005; Searle, 2013).

A su vez, las fallas de transformación son uno de los tres tipos de márgenes de placas. Están caracterizados por una falla de rumbo (strike-slip), donde placas adyacentes se mueven horizontalmente una respecto a la otra y la litósfera no es creada ni destruida (Macdonald & Fox, 1990). Por su parte, las zonas de fractura son los cortes colineales a las fallas de transformación, pero en los cuales no hay movimiento relativo entre los bloques que limitan la fractura. Sin embargo, frecuentemente, se usa este término para definir la rotura que incluye tanto a las fallas de transformación, como a sus extensiones inactivas (Figura 4) (Searle, 2013) y ese término es el que se utilizará en este trabajo. Estas extensas zonas poseen una topografía irregular caracterizada por hendiduras, escarpes y *ridges* asimétricos de paredes empinadas (de hasta 25°) que cortan el fondo oceánico formando patrones de franjas semiparalelas, perpendiculares a las dorsales.

En condiciones ideales, cada zona de fractura que desfasa a una dorsal mantiene una longitud constante en el tiempo. Estas zonas de fractura poseen escarpes de falla, que son más pronunciados a lo largo de zonas de fractura largas. La litósfera joven y más caliente tiene una elevación de equilibrio más alta que la litosfera más antigua y más fría; y la

diferencia de temperatura, que refleja la diferencia de edad a través de la zona de fractura, tiende a mostrar un escarpe topográfico. Por esta razón el lado alto de la zona de fractura cambia a medio camino entre los dos segmentos de dorsal.

Estas zonas de fractura están caracterizadas por un valle de transformación lineal, de decenas de kilómetros de ancho y unos pocos kilómetros de profundidad, los cuales generalmente aumentan de ancho y alto con el desfase de la transformación. Generalmente hay un *ridge* transversal ondulante, usualmente de un solo lado de la zona de fractura (Searle, 2013).



**Figura 4.** Estructura de una zona de fractura dorsal-dorsal. Las líneas dobles indican los bordes de expansión; las líneas continuas, la falla transformante y las líneas segmentadas, las zonas de fractura inactivas (Searle, 2013).

#### **Dorsales lentas** (con tasas de expansión $10-50 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ )

Las dorsales lentas son de entre 1.500 y 3.000 km de ancho y de entre 1 y 3 km de altura sobre el fondo marino adyacente; y presentan una rugosidad gruesa (Kusky, 2005). El estrecho valle axial o graben está hundido desde 1 a 3 km y es de decenas de km de ancho (de 20 a 30 km según Macdonald & Fox, 1990). El valle axial puede tener un amplio

piso interno y unas estrechas terrazas o tener un estrecho piso interno y unas amplias terrazas (Macdonald *et al.*, 1975), lo cual puede controlar el ancho de la zona neo-volcánica (Macdonald, 1982; Macdonald & Fox, 1990; Fowler, 2005; Searle, 2013).

En el texto, al hablar del “fondo marino adyacente”, se va a referir al relieve circundante, medido desde la isobata más profunda que rodea a la dorsal en su mayor parte.

La dorsal está limitada por grandes bloques de fallas que corren paralelos al valle axial y posee cadenas de volcanes de escudo elongados, en grupos intermitentes que pueden ser de unos cuantos cientos de metros de altura, unas decenas de kilómetros de largo y de unos pocos a más de 12 km de ancho (Figura 5). Estas cadenas de volcanes coinciden, más o menos, con la zona neovolcánica (Macdonald, 1982; Macdonald & Fox, 1990; Fowler, 2005; Searle, 2013).

Usualmente hay una cadena de volcanes en cada segmento de dorsal, tendiendo a extenderse hasta el largo del segmento, pero, ocasionalmente, hay una sola corta cadena y, a veces, hay varias cadenas independientes en el mismo segmento. Estas cadenas no están necesariamente alineadas en forma normal al valle axial (Searle, 2013).

En este tipo de dorsales suele ocurrir vulcanismo alejado del eje (en la forma de montes submarinos), ocurriendo gran parte de este entre los 5 y 20 km desde el eje (Macdonald, 1977; Atwater, 1979) a diferencia de las dorsales más rápidas, que son más estables y centradas en la zona neovolcánica (Macdonald, 1982).

Las zonas de fractura que conectan dorsales de expansión lenta ocurren más frecuentemente que en las de expansión rápida, con un espaciamiento de ~500 km, y presentan valles pronunciados dentro de los cuales hay una sola falla angosta de menos de un kilómetro de ancho, lugar donde tiene la mayor parte del desplazamiento. Se producen cuencas esencialmente profundas en las llamadas ‘cuencas nodales’ que se dan donde choca

el eje con la zona de fractura. Las discontinuidades de segundo orden de las dorsales lentas se definen por una curva que rompe con la linealidad del valle axial de la dorsal, desplazándolo de 5 a 30 km (Searle, 2013). Las discontinuidades de tercer orden corresponden a una brecha entre cadenas de volcanes; mientras que las de cuarto orden corresponden a una pequeña brecha dentro de una cadena de volcanes (Figura 6; Figura 7) (Macdonald & Fox, 1990).

### **Dorsales intermedias** (con tasas de expansión de **50-90 mm\*año<sup>-1</sup>**)

Las dorsales intermedias están caracterizadas por tener una rugosidad menor a las dorsales lentas, con un valle axial de entre 50 y 200 m de profundidad y 1 a 2 km de ancho. Poseen volcanes centrales casi continuos, con fracturas de extensión *en echelon*; con un largo de decenas de kilómetros, un ancho de entre 0,2 y 2 kilómetros y una altura máxima de 50 m en el eje (Figura 5) (Macdonald, 1982; Fowler, 2005; Searle, 2013).

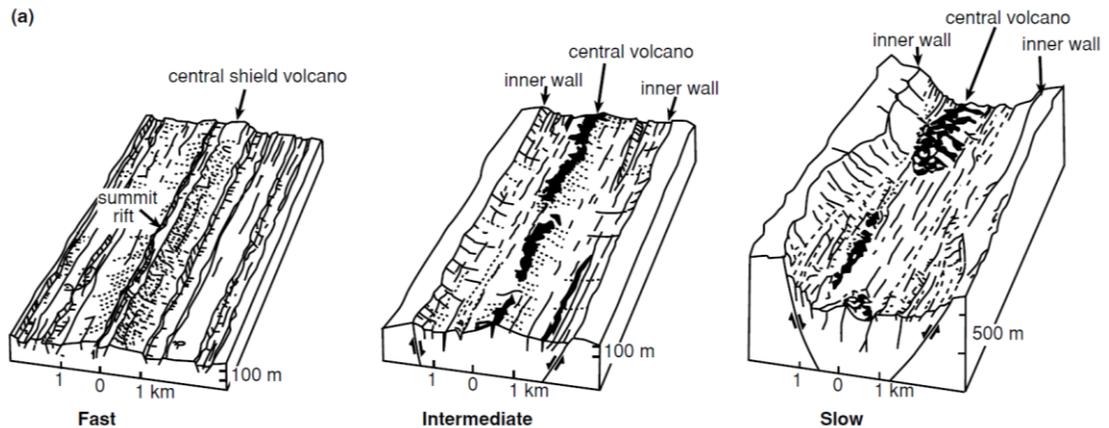
Las zonas de fractura que conectan las dorsales de expansión intermedia se caracterizan por tener una zona de falla más ancha, con cuencas y *ridges* marcando zonas de extensión e intrusión respectivamente. Es posible encontrar en estas fallas más de una zona de desplazamiento (Macdonald & Fox, 1990).

### **Dorsales rápidas** (con tasas de expansión de **90-180 mm\*año<sup>-1</sup>**)

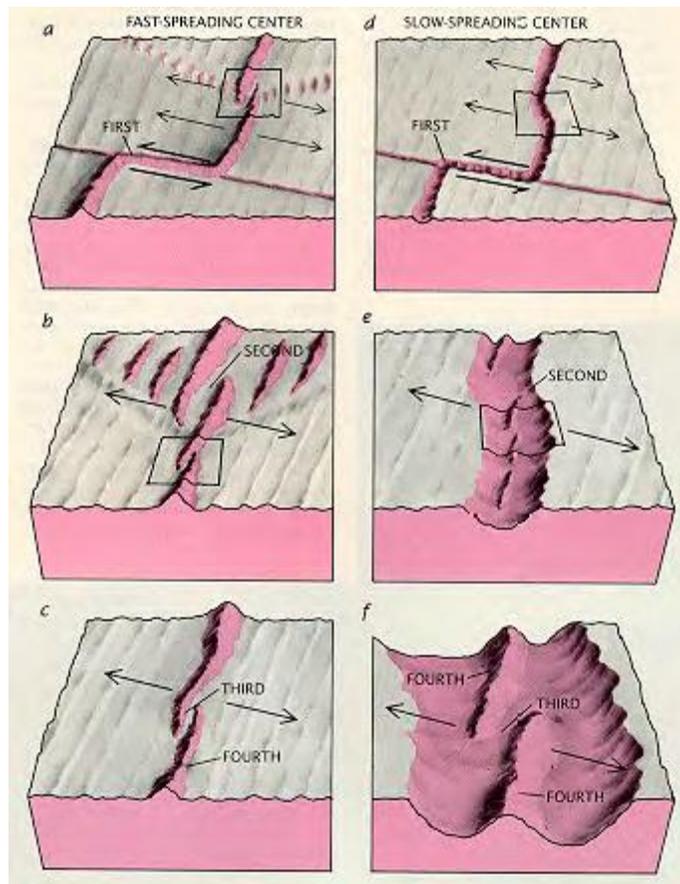
Las dorsales rápidas son muy anchas, entre 2.000 y 4.000 km de ancho y alcanza entre 2 y 3 km sobre el piso abisal, poseen una rugosidad fina ( $0,1^\circ$ ) y no tienen valle axial (Kusky, 2005). El edificio volcánico en el centro es marcadamente continuo (sobre 100 km a lo largo del rumbo), solo interrumpido por zonas de fractura, y se genera un pequeño *ridge* o graben en la cúspide (Macdonald, 1982; Macdonald & Fox, 1990; Fowler, 2005; Searle, 2013). Los volcanes acá son similares a los volcanes de escudo tipo Hawaiano, con laderas con una pendiente pequeña y una zona de *rift* en la cumbre de menos de 2 km de

ancho y 100 m de profundidad. El volcán central tiene un ancho de entre 1 y 15 km, según Searle (2013), o de 5 a 20 km, según Macdonald & Fox (1990), y varios cientos de metros de alto (Figura 5) (Macdonald, 1982; Searle, 2013).

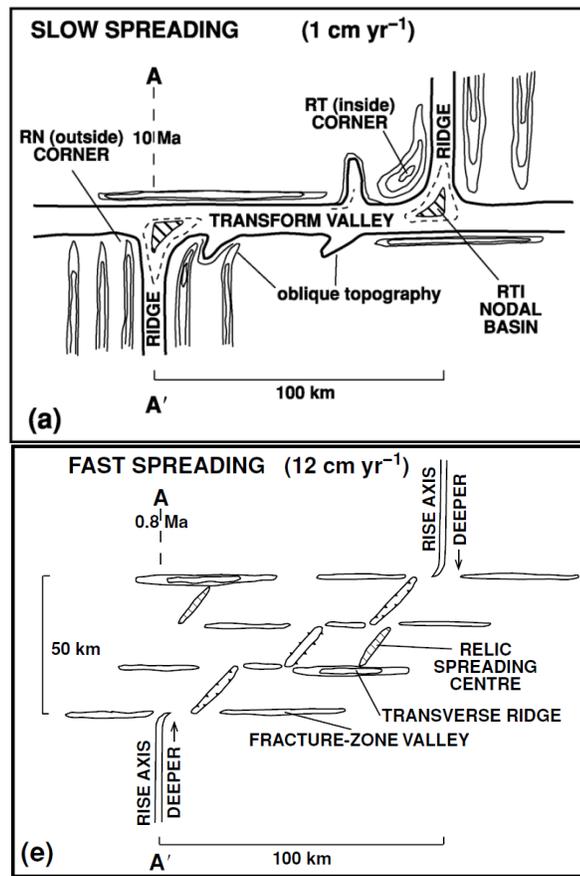
Las zonas de fractura que conectan dorsales de expansión rápida (Figura 6; Figura 7) se encuentran cada 200-800 m en la dorsal (Macdonald & Fox, 1990). Presentan extensas y complejas zonas de falla, con anchos desde decenas de kilómetros a más de 100 km. Incluyen cortos segmentos de expansión, no necesariamente perpendiculares a la dirección de expansión, pudiendo incluso propagarse a través de la zona. En este caso, las discontinuidades de segundo orden son usualmente un largo traslape del centro de expansión que desfasa la dorsal desde 3 a 30 km (Searle, 2013). La discontinuidad de tercer orden en dorsales de propagación rápida son pequeños traslapes del centro de propagación que desfasa la dorsal desde 0,5 a 2 km (Macdonald & Fox, 1990) o de 3 a 5 km (Searle, 2013). Las discontinuidades de cuarto orden están caracterizadas por una pequeña desviación en la linealidad axial (DEVIation from Axial Linearity o DEVAL) (Macdonald & Fox, 1990).



**Figura 5.** Diagramas de bloque de la zona neovolcánica de dorsales de expansión rápida, intermedia y lenta (Macdonald, 1982).



**Figura 6.** Diferentes estructuras o tipos de discontinuidades (de primer, segundo, tercer y cuarto orden) para dorsales rápidas y lentas (Macdonald & Fox, 1990).



**Figura 7.** Topografía de una zona de fractura en una dorsal de expansión lenta ( $10 \text{ km} \cdot \text{Ma}^{-1}$ ) con un offset de 100 km (equivalente a 10 Ma. de diferencia en edad) y topografía de una zona de fractura en una dorsal de expansión rápida ( $120 \text{ km} \cdot \text{Ma}^{-1}$ ) con un offset de 100 km (equivalente a 0,8 Ma. de diferencia en edad) (Fox & Gallo, 1984; Goud & Karson, 1986).

### Otras diferencias entre dorsales lentas y rápidas

Hasta los 2 o 3 km de distancia desde el eje de la dorsal algunas de las fisuras (término que se entenderá como fractura extensional llena de fluido, '*fluid filled extensional fracture*'; Fossen, 2010) de la zona neovolcánica presentan movimientos verticales significativos debido a fallas normales. En cortezas más antiguas estas fallas disminuyen

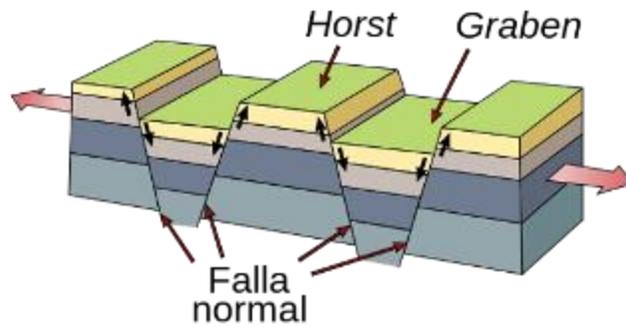
significativamente (Macdonald, 1982). Lo anterior se referirá a una disminución aparente en la rugosidad de la batimetría dado que las trazas quedan escondidas por los sedimentos, que rellenan gradualmente las fisuras abiertas y suavizan la rugosidad a pequeña escala haciendo que batimétricamente no se identifiquen.

En la **dorsal lenta** la zona neovolcánica es discontinua y las fisuras se observan también a lo largo del eje de expansión. En la **dorsal intermedia a rápida** no se ven fisuras a lo largo del eje de expansión, ya que probablemente estas están escondidas por los volcanes centrales, que son casi continuos. En cualquier caso, las fisuras más notorias ocurren en la banda de 1 a 2 km de ancho flanqueando los volcanes centrales, a 1-4 km desde el eje. La mayoría de las fallas se sumergen hacia el eje.

En **dorsales lentas** las fallas individuales tienen desplazamientos verticales de 200 m o más. Una serie de estas fallas crean en conjunto escarpes de 600 m o más de altura (Macdonald & Luyendyk, 1977), lo que resulta en el valle axial profundo característico de las dorsales lentas.

En las **dorsales intermedias**, las fallas que se inclinan hacia el eje desarrollan desplazamientos verticales de 50 m o menos, y el valle axial es menos profundo que en dorsales lentas. El relieve en la parte superior se cancela por una suave inclinación de los bloques de falla ( $\sim 5^\circ$ ). En estas dorsales no existe tanto relieve como en las dorsales lentas.

En las **dorsales rápidas**, no se aprecia valle axial. Y al igual que en las dorsales intermedias, las fallas normales crean fallas con inmersión hacia el eje de 50 m de desplazamiento o menos. Pero, en este caso, ese relieve puede ser cancelado por fallas normales de inclinación hacia atrás o hacia abajo (Lonsdale, 1977). El resultado es una estructura horst-graben (Figura 8).



**Figura 8.** Diagrama de bloque de una estructura horst-graben.

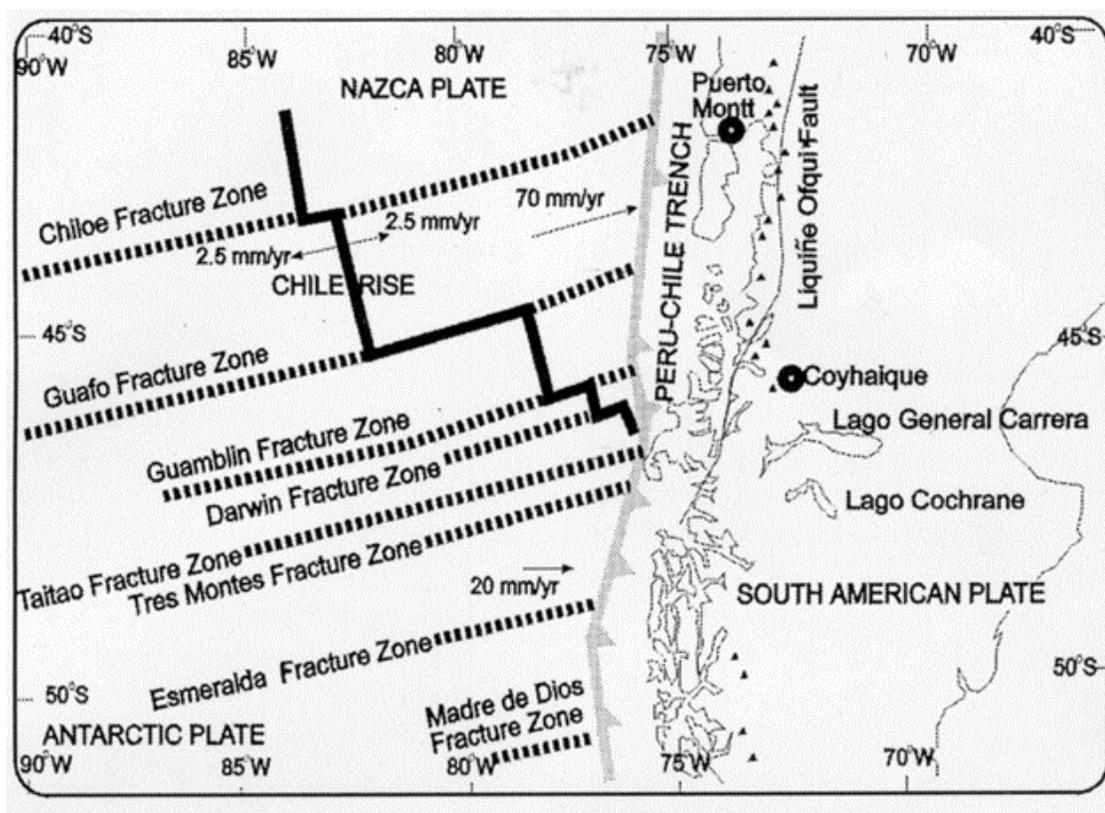
Aún con estas descripciones, siempre existen excepciones, dado que la velocidad de expansión no es el único factor que influye en la topografía (Macdonald & Fox, 1990; Searle, 2013). Por ejemplo, gran parte de la dorsal de Reykjanes, de expansión lenta, no posee valle axial, y en algunos sitios de la dorsal del Pacífico Oriental, de expansión rápida, tiene un pequeño valle axial (Fowler, 2005).

Estas diferencias en la topografía axial pueden ser modeladas por la extensión dúctil de la litósfera plástica, que se engruesa al alejarse del eje de la dorsal, así como por efecto de la acumulación de magma bajo la placa (Fowler, 2005). La velocidad y el volumen del suministro de roca fundida, por otra parte, pueden cambiar de región a región, creando variaciones en la morfología de los diferentes segmentos superpuestos en las dorsales de expansión lenta (Macdonald & Fox, 1990). Otros factores, en particular la temperatura del manto, pueden también controlar la morfología, estructura y procesos de las dorsales (Searle, 2013).

### **Dorsal de Chile**

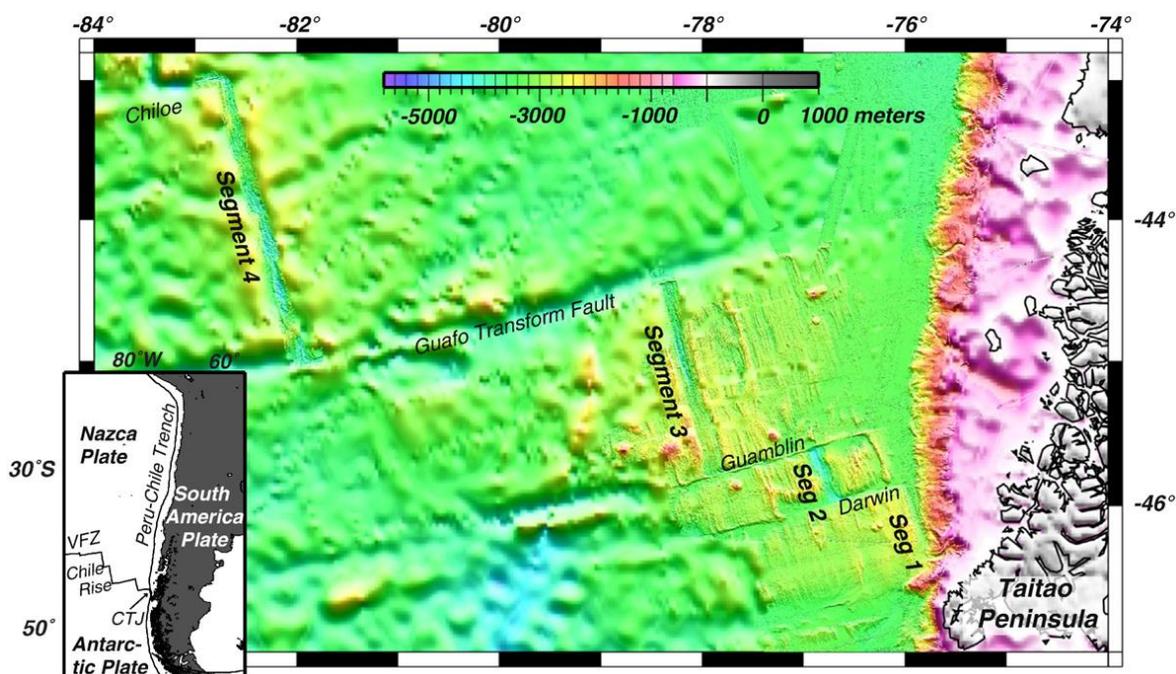
A lo largo de la dorsal de Chile se produce la expansión activa de las placas de Nazca y Antártica; estas placas están siendo subducidas bajo la placa Sudamericana a lo largo de la fosa Perú-Chile. El sector de unión de estas tres placas es la Triple Unión de Taitao, que actualmente está en la latitud aproximada de 46°12' S (Figura 9) (Behrmann *et al.*, 1994; Behrmann & Kopf, 2001).

La dorsal de Chile comenzó a colisionar con la fosa de Perú-Chile hace app. 14 Ma. junto a Tierra del Fuego (Cande & Leslie, 1986). Desde ahí la Triple Unión ha migrado al norte apegada al margen, alcanzando la región de la península de Taitao hace unos 3 Ma. Ahora está siendo subducido el segmento entre la zona de fractura de Darwin y el norte de la zona de fractura de Taitao. Esta Triple Unión presenta una configuración dorsal-fosa-fosa (McKenzie & Morgan, 1969).



**Figura 9.** Contexto tectónico de la Triple Unión de Taitao. La fosa Perú-Chile se denota por una línea gris con triángulos. Los segmentos activos de la dorsal de Chile y las fallas transformantes se muestran con una línea en negrita; la extensión inactiva de las fallas se muestra con una línea punteada. Las flechas indican la velocidad del movimiento de las placas (Murdie *et al.*, 2000).

Blackman *et al.* (2012) estudió la morfología del valle axial de la dorsal de Chile en su proximidad a la Triple Unión a partir de datos batimétricos multihaz. Se numeraron los 4 segmentos de dorsal más cercanos a la Triple Unión de sur a norte, como segmento 1 al 4 (Figura 10). La distribución de los volcanes axiales, el carácter de los escarpes del valle y la profundidad promedio varían en los 4 segmentos. Aun así, las características generales de los segmentos 1 al 3 son similares a otras zonas axiales de dorsales intermedias (Kappel & Ryan, 1986), teniendo entre 5 y 8 km de ancho, con una zona volcánica de entre 1 y 2 km de ancho. El segmento 2 es más profundo que los adyacentes, con una profundidad axial de casi 4.000 m en comparación a profundidades de 3.200 a 3.300 m encontradas en los segmentos 1 y 3. La mayor profundidad axial del segmento 2 sugiere un menor suministro de magma; así como en el segmento 3 el suministro probablemente ha sido mayor recientemente, como lo demuestra el alto axial de la sección sur de su eje de expansión y los montes submarinos en el flanco de la cresta occidental adyacente.



**Figura 10.** Segmentos de la dorsal de Chile estudiados por Blackman *et al.* (2012).

En el segmento 2 se presenta una cuenca nodal en la intersección sur valle-transformación que se da en el lado este del valle axial, aun cuando la zona neovolcánica está apegada al lado oeste. Esto es extraño dado que estas estructuras (cuencas nodales) se producen como resultado del flujo del manto viscoso y el estrés de la placa en la zona de encuentro dorsal – zona de fractura. Esto puede indicar que el afloramiento del manto se centra en el este, a pesar de que se ha producido una aparente actividad magmática reciente en el otro lado del valle axial.

La dorsal de Chile tiene una tasa de expansión de  $60 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  (Cande *et al.*, 1987). Villanueva *et al.* (1997) observó una disminución asociada a  $60 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  en la tasa de dispersión a lo largo del segmento 2, mientras que los segmentos adyacentes continuaron a una tasa de  $66 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  desde 1,5 Ma. Según Tebbens *et al.* (1997) ha habido una leve disminución de velocidad de expansión (hasta  $53 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  en 1997). Y según DeMets *et al.* (2010) también ha habido una disminución en la tasa de propagación, de  $\sim 60 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  en el cron 2A-Jaramillo a  $\sim 53 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  en la actualidad (DeMets *et al.*, 2010).

Existe un patrón consistente de rotación (en sentido del reloj) de los volcanes centrales en los segmentos 2, 3 y 4, en relación a la tendencia general del valle axial, lo cual también ha sido reportado por otros autores para el segmento 2 (Villanueva *et al.*, 1997). Esta rotación controla la tendencia de erupciones volcánicas en el sur de los segmentos 2 y 4.

La evolución del límite de placa es probablemente debida a alguna combinación de la tectónica regional, las fuerzas (tensionales y otras) del borde de la placa, flotabilidad de la litósfera dependiente de la edad y a la resistencia a la subducción debido al roce de sedimentos del Segmento 1 con la fosa (Blackman *et al.*, 2012).

Los volcanes axiales del segmento 2 podrían describirse como una serie de cadenas cortas descentradas, con una cadena central y otra meridional con una serie de pequeños escalones cercanos a 45° 50' S (Blackman *et al.*, 2012).

Macdonald & Fox (1990) realizaron estudios de las dorsales mesoocéánicas con la tecnología de ese tiempo, instrumentos como: ecosonda multihaz, que podían mapear 2 km de ancho de suelo marino en un solo ping del sonar, equipos remolcados en profundidad y el submarino tripulado ALVIN (Macdonald, 1982). Con la información resultante se pudo realizar el mapa que categoriza la dorsal de Chile como de rapidez intermedia.

Los modelos globales de movimientos de placas proporcionan un marco espacial y temporal para los datos geológicos y han sido herramientas efectivas para explorar procesos que ocurren en la superficie de la tierra, como su evolución tectónica. Para explorar el acoplamiento entre la superficie y el manto, se requieren modelos de placas que se extiendan durante al menos unos pocos cientos de millones de años y que consideren que los límites de placa evolucionan dinámicamente.

En este sentido, el sitio en Internet de UNAVCO (UNAVCO, 2018) es un calculador que requiere un punto, latitud y longitud, y las placas tectónicas involucradas para poder entregar las tasas de expansión de las dorsales. Este sitio cuenta con 17 modelos de placas para efectuar cálculos de movimientos de placas.

Hoy en día (año 2018), con una base de datos batimétricos mucho más grande y de mejor calidad (batimetría multihaz) que la disponible en 1982, la clasificación de la dorsal de Chile propuesta por Macdonald (1982) podría ser considerada no válida o, al contrario, podría quedar confirmada por la robustez de la información disponible.

## **OBJETIVO**

### **Objetivo general**

Clasificar la tasa de expansión de la dorsal de Chile en el sector adyacente a la Triple Unión de Taitao, por medio de la caracterización de sus rasgos morfoestructurales.

### **Objetivos específicos**

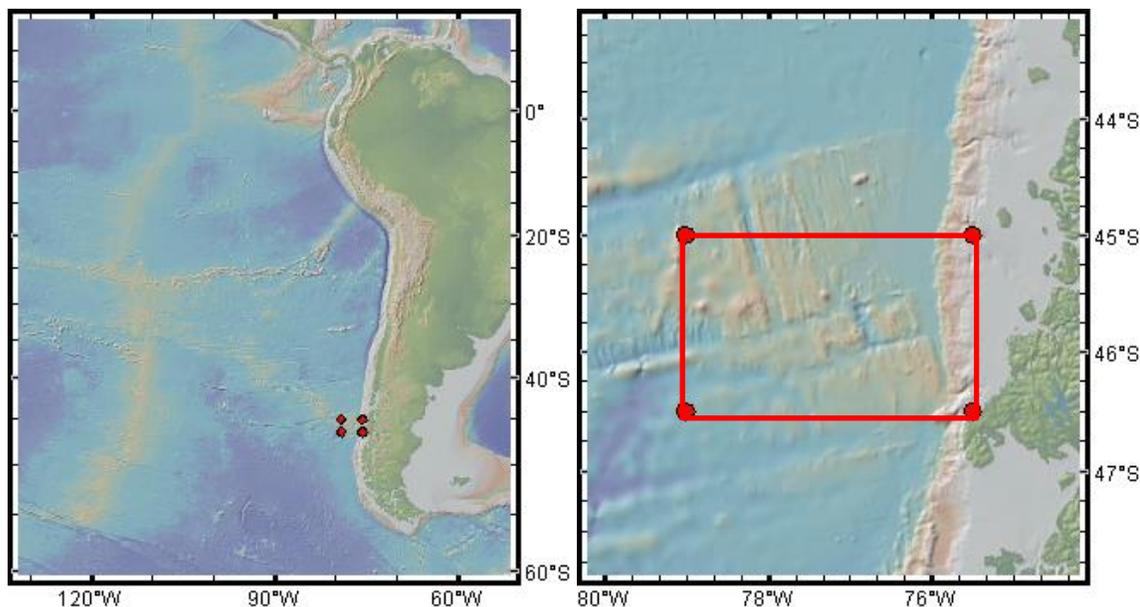
- Identificar y caracterizar geomorfológicamente tanto las estructuras geológicas de los segmentos de la dorsal de Chile, como su morfometría.
- Clasificar los rasgos y estructuras geológicas según los órdenes de discontinuidad de una dorsal mesoocéánica.

## METODOLOGÍA

Se realizó una compilación de datos batimétricos (longitud, latitud, altura o topografía) de la zona de estudio (Tabla 1).

**Tabla 1.** Detalle de las fuentes de datos batimétricos.

Crucero	Embarcación	Año	Ecosonda utilizada	Institución del proyecto	País del proyecto
GENE03RR_2	Roger Revelle	1997	SeaBeam 2100	Scripps Institution of Oceanography	USA
IFREMER_9701004058_ctj_2	L'Atalante	1997	EM12 Dual Simrad	Sorbonne Université	Francia
KNORR_KN182-Leg11	Knorr	2006	SeaBeam 2112	Woods Hole Oceanographic Institution	USA
KNORR_KN182-Leg06	Knorr	2005	SeaBeam 2112	Sin información (S.I.)	S.I.
MR08-06_2	R/V MIRAI	2009	MR12-E01	JAMESTEC/POGO-IOCCG	Japón
MV1003_2	Melville	2010	Kongsberg EM122	Scripps Institution of Oceanography	USA
MV1002_2	Melville	2010	Kongsberg EM122	Scripps Institution of Oceanography	
RC2901_2	Robert D. Conrad	1988	Multibeam classic: SeaBeam	Lamont-Doherty Earth Observatory	USA
SO181-1b_2	Sonne	2004-2005	Multi-beam echosounding	Leibniz Institute of Marine Sciences at Kiel University	Alemania
SO181-2_2	Sonne	2005	Multi-beam echosounding	Leibniz Institute of Marine Sciences at Kiel University	Alemania
TN245_2	Thomas G. Thompson	2009-2010	Kongsberg EM300; knudsen 320B/R	University of Washington	USA
VANC05MV_2	Melville	2002	SeaBeam 2000	SIO	USA



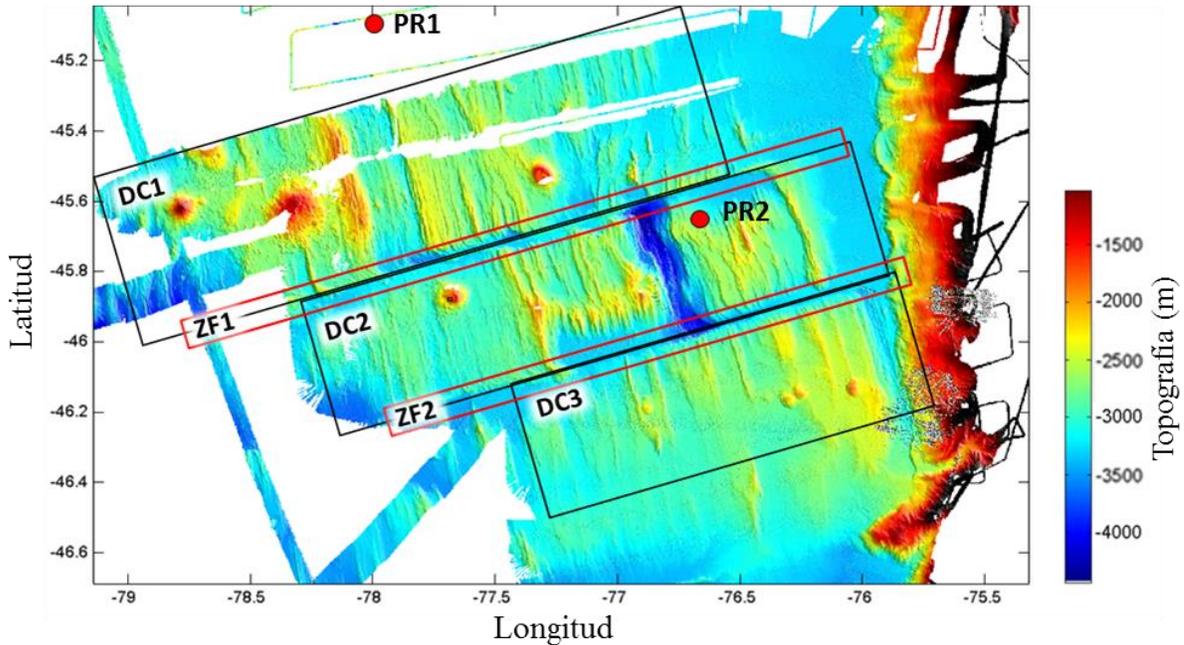
**Figura 11.** Zona de estudio, entre los 45°S y 46,5°S y entre los 75,5°W y 79°W.

### Procesamiento de los datos batimétricos

Se realizó una conversión de los datos batimétricos de formato ASCII a binario, para una mayor rapidez en el procesamiento de datos. (NOTA: para este trabajo de titulación, los datos utilizados en la dirección vertical o  $z$ , son negativos, lo cual formalmente se denomina “altura” o “topografía”. En caso que se hubiese utilizados valores positivos para la dirección  $z$  se podría haber hablado de “profundidad”). Luego se realizó una eliminación de los datos positivos y los inferiores a -7000 m, y aquellos fuera de la región entre 73°W y 82,5°W y entre 43,5°S y 47,0°S.

Se generó una malla batimétrica con el software GMT (Wessel *et al.*, 2018) a partir de los datos de batimetría previamente procesados. Esta malla está espaciada cada 6” de longitud y latitud. Con una perspectiva de los datos disponibles se delimitó la zona geográfica de estudio (Figura 11) y se seleccionaron los datos contenidos dentro de esta zona. La zona de estudio se encuentra entre los 45°S y los 46,5°S y entre los 75,5°W y los 79°W (Figura 11). Para un estudio más detallado, se dividió el área de estudio en tres

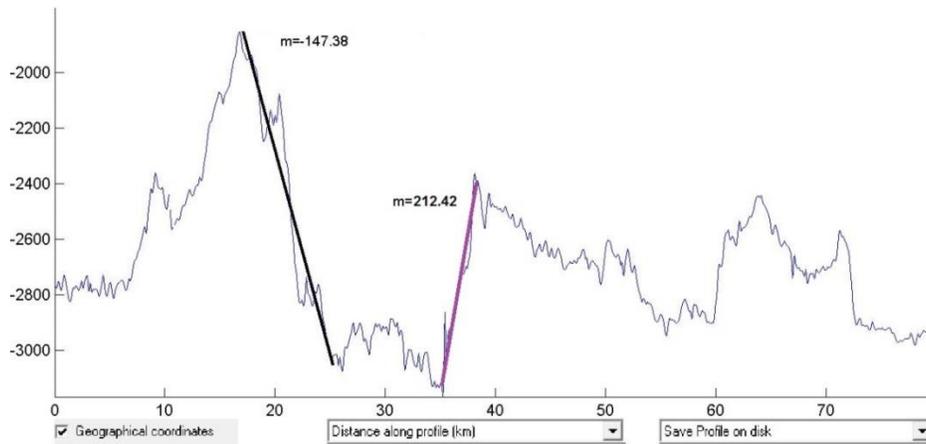
segmentos de la dorsal y dos zonas de fractura (la zona de fractura Guamblin (ZF1) y la zona de Fractura Darwin (ZF2)) a fin de poder estudiar más en detalle la dorsal de Chile (Figura 12). El segmento de más al norte (DC1) no se analizó completo debido a la falta de datos en el sector norte de este. Entonces, para efectos de este trabajo, el sector del segmento DC1 que se pudo analizar se consideró como si fuera el segmento completo.



**Figura 12.** Zona de estudio, entre los 75,5°W y 79°W, y entre los 45°S y los 46,5°S. DC1, DC2 y DC3: segmentos de estudio de la dorsal de Chile. ZF1 y ZF2: zonas de fractura presentes en la zona de estudio. PR1 y PR2: puntos de referencia del segmento DC1 y DC2 respectivamente.

El análisis geomorfométrico de la dorsal y el valle axial se realizó con los software MIRONE (Luis, 2007), GeoMapApp (Marine Geoscience Data System, 2013) y Excel. Las pendientes se calcularon con el software MIRONE como lo muestra el ejemplo en la Figura 13. El ANEXO 1 muestra la totalidad de los perfiles batimétricos y cómo se calcularon las pendientes de las paredes de los valles axiales. El ancho de la dorsal y la profundidad del fondo marino adyacente se calcularon con GeoMapApp, realizando un par

de perfiles en cada segmento de la zona de estudio, identificando el límite dorsal-fondo marino adyacente. Los otros valores se calcularon con los datos de los perfiles extraídos de MIRONE y analizados con Excel.

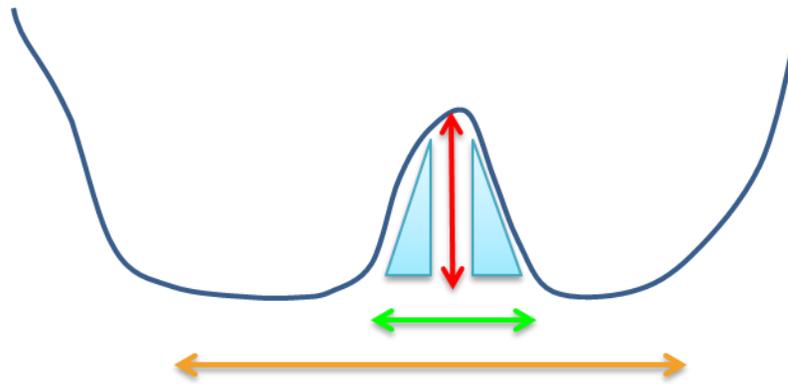


**Figura 13** Cálculo de las pendientes con el software MIRONE del Perfil 2 del segmento DC1 de la dorsal de Chile (DC1\_P2).

### **Análisis geomorfológico de la dorsal.**

En cada uno de los 3 segmentos de la dorsal (DC1, DC2, y DC3), con ayuda del software MIRONE (Luis, 2007) se identificaron los rasgos batimétricos presentes, se obtuvieron sus longitudes horizontales, sus alturas y sus pendientes. En cada segmento se extrajeron 5 perfiles batimétricos, de los cuales se obtuvieron las alturas respecto al nivel medio del mar (NMM) de la cresta de la dorsal junto a ambas paredes del valle axial, las pendientes de las paredes este y oeste del valle axial, la altura media respecto al NMM en el valle axial, el punto más profundo del valle axial, el ancho del valle axial y el ancho de la dorsal (Figura 14). Luego se calculó un promedio de estos valores para cada segmento de dorsal. Estas alturas se utilizaron para calcular la altura de la dorsal respecto al fondo marino adyacente (flechas naranjas), la altura del valle axial respecto al fondo marino adyacente (flecha amarilla), la altura del valle axial respecto a la cresta de la dorsal, el

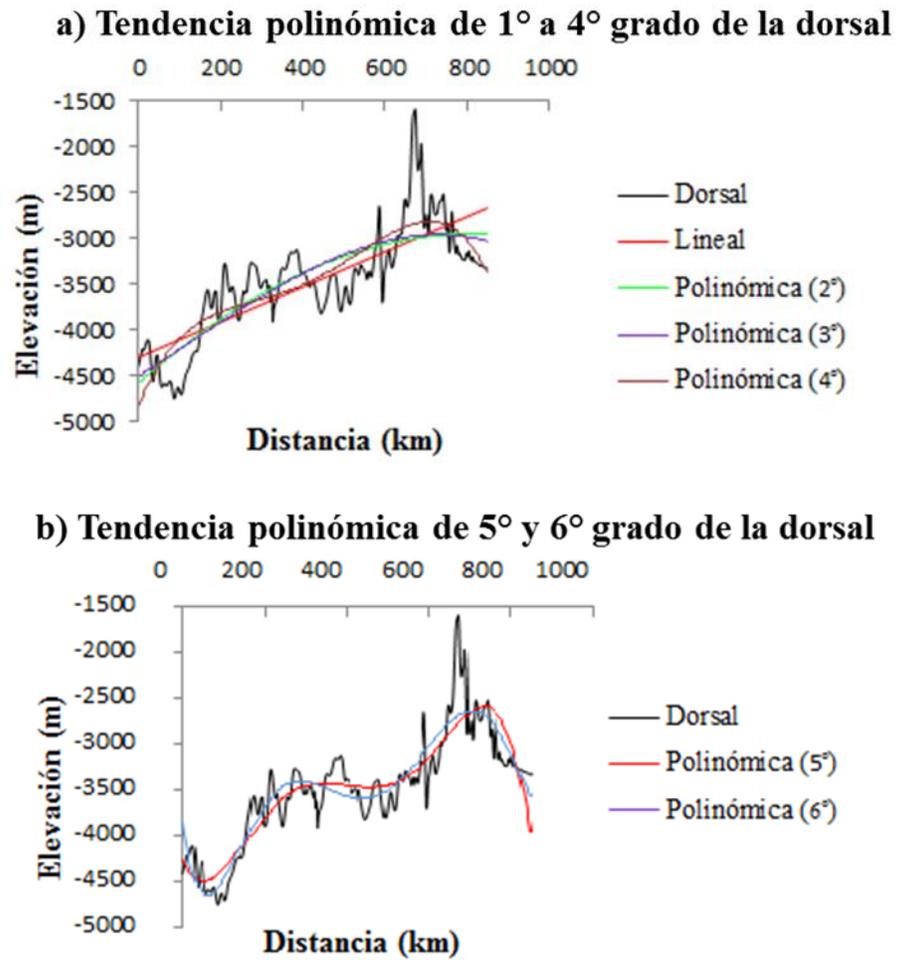




**Figura 15.** Medidas que se extrajeron de los valles axiales de los dorsales. Flecha naranja: ancho del valle axial. Flecha verde: ancho de los volcanes centrales. Flecha roja: altura de los volcanes. Triángulos celestes: pendientes de las dos laderas de los volcanes.

### **Análisis de la rugosidad de la dorsal**

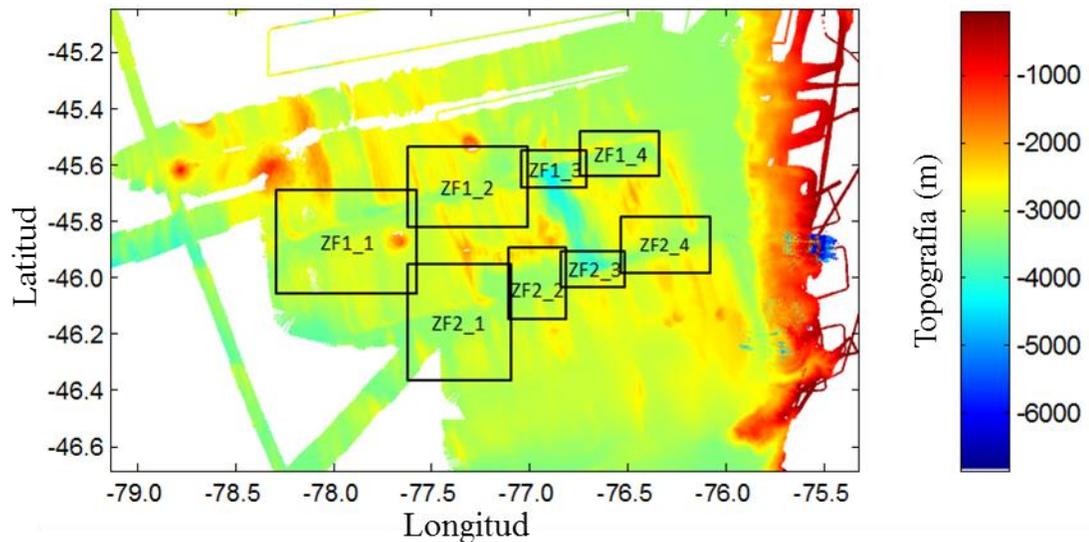
La rugosidad de la dorsal se estimó al calcular el estadístico RMS (“root mean square”) y luego haciendo una comparación de un perfil de cada segmento de la dorsal con un perfil de la dorsal Mesoatlántica, que es de expansión lenta y con un perfil de la dorsal Juan de Fuca, que es de expansión intermedia, perfiles que fueron extraídos con el software GeoMapApp (Marine Geoscience Data System, 2013). Estas dorsales fueron seleccionadas porque son muy representativas, han sido muy bien estudiadas y tienen una batimetría de buena calidad respecto de dorsales lentas e intermedias, respectivamente. A estos perfiles se les extrajo la tendencia polinómica de grado 6 para poder hacer una comparación de los RMS. Se escogió la tendencia polinómica de grado 6 ya que hasta la tendencia polinómica de grado 5 no se ajusta bien a la tendencia real de la dorsal (Figura 16).



**Figura 16.** Extracción de las tendencias polinómicas de primer a sexto grado, a fin de encontrar la mejor correlación con la tendencia real. a) tendencias polinómicas de 1<sup>er</sup>, 2<sup>do</sup>, 3<sup>er</sup> y 4<sup>to</sup> grado. b) tendencias polinómicas de 5<sup>to</sup> y 6<sup>to</sup> grado.

## Análisis de las discontinuidades de la dorsal

En cada zona de fractura se obtuvo el ancho promedio de esta, así como las estructuras contenidas en ella. En la Figura 17 se muestra la división para su estudio. En la dorsal también se identificaron discontinuidades de segundo, tercer y cuarto orden con ayuda del software MIRONE (Luis, 2007).



**Figura 17.** Zonas de fractura y su división para calcular el ancho promedio del valle e identificar posibles estructuras de cuencas y *ridges*.

## Análisis de la tasa de expansión de la dorsal

Se calculó la tasa de expansión de la dorsal en el punto PR1 de coordenadas 45,092°S y 77,99°W, ubicada en el segmento DC1 y en el punto PR2 de coordenadas 45,643°S y 76,675°W, ubicada en el segmento DC2 (Figura 12), utilizando los principales modelos de placa disponibles en el sitio en Internet “Plate Motion Calculator” (UNAVCO, 2018).

Se eligieron estas coordenadas ya que son dos puntos de los límites de placas propuestos por Bird (2003) ubicados en el centro de los segmentos DC1 y DC2. Sin embargo, los bordes de placa propuestos por Bird (2003) no coinciden con los bordes de placa que se pueden inferir de la batimetría multihaz disponible, sino que están a una distancia de entre 11 y 13 km hacia el este. Aun así, se escogieron los puntos de los límites de placa de Bird (2003), ya que en base a esos puntos de referencia funcionan algunos de los modelos cinemáticos de placas del sitio en Internet de UNAVCO (2018).

### **Comparación de la dorsal de Chile con las tres categorías de dorsales**

Se realizó una comparación de los rasgos geomorfológicos de los segmentos de la dorsal de Chile con los rasgos equivalentes de dorsales lenta e intermedia (de acuerdo a los criterios de Macdonald (1982), Macdonald & Fox (1990), Perfit & Chadwick (1998), Fowler (2005), Kusky (2005) y Searle (2013)) ejemplificados con la dorsal Mesoatlántica (~31,8°N) y la dorsal Juan de Fuca (~41.6°N), respectivamente.

## RESULTADOS

### Velocidades de expansión de la dorsal de Chile a partir de modelos de movimiento de placas

Las tasas de expansión de los puntos de referencia PR1 (45,092°S y 77,990° W) y PR2 (45,643°S y 76,675°W), calculadas utilizando los principales modelos de placa disponibles en el sitio en Internet “Plate Motion Calculator” (UNAVCO, 2018), arrojaron valores entre 43,38 y 60,71 mm\*año<sup>-1</sup> y están descritos en la Tabla 2.

**Tabla 2.** Velocidades de expansión de la dorsal de Chile en los puntos PR1 y PR2 (ver texto), según diferentes modelos de movimiento de placas. En azul se marcan los datos que concuerdan con expansión lenta; y en rojo, los que concuerdan con expansión intermedia. Referencias de los modelos en Tabla 3.

Modelo	Año	PR1 (45,092°S; 77,990°W)		PR2 (45,643°S; 76,675° W)	
		Rapidez (mm*año <sup>-1</sup> )	Azimut (*)	Rapidez (mm*año <sup>-1</sup> )	Azimut (*)
1 GSRM v2.1	2014	43,38	257,32°	43,39	256,36°
8 APKIM2005-IGN	2009	44,87	257,74°	44,97	256,67°
2 ITRF2014 [2016]	2016	47,51	257,34°	47,57	256,33°
13 APKIM2000.0	2001	47,64	261,07°	47,75	259,97°
7 APKIM2005-DGFI	2009	47,88	257,48°	47,97	256,43°
9 GSRM v1.2	2004	48,19	259,31°	48,27	258,26°
3 ITRF2008	2012	48,85	257,74°	48,91	256,73°
6 GEODVEL 2010	2010	49,09	258,12°	49,15	257,10°
11 REVEL 2000	2002	49,71	260,81°	49,80	259,74°
14 ITRF2000 (D&A [2001])	2001	49,97	255,04°	50,10	253,95°
10 CGPS 2004	2004	50,94	257,08°	51,01	256,06°
5 MORVEL 2010	2010	51,93	254,92°	52,02	253,90°
4 NNR-MORVEL56	2011	51,97	254,92°	52,06	253,89°
12 HS3-NUVEL1A	2002	57,79	256,45°	57,83	255,48°
16 NUVEL 1A	1994	57,8	256,45°	57,83	255,48°
15 HS2-NUVEL1A	1990/1994	59,03	256,09°	59,07	255,12°
17 NUVEL 1	1991	60,68	256,41°	60,71	255,44°

\* A favor del reloj medido desde el norte.

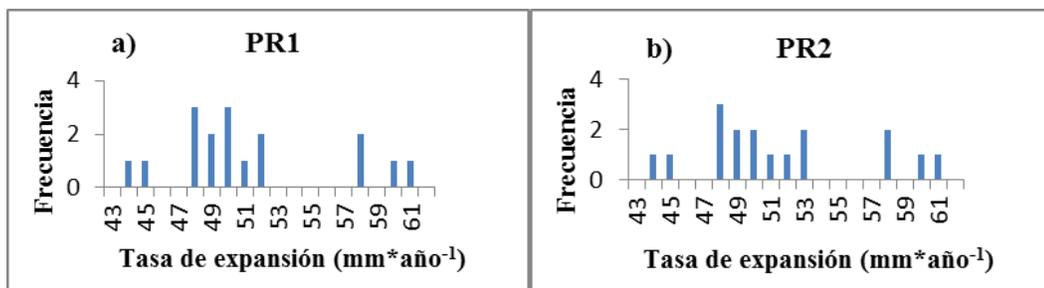
No se calculó la velocidad con el modelo ITRF2000 (Altamimi *et al.*, 2002), ya que no abarca la placa de Nazca.

**Tabla 3.** Modelos utilizados para calcular la velocidad de expansión de la dorsal de Chile.

	Modelo	Referencia
1	GSRM v2.1	Kreemer <i>et al.</i> (2014)
2	ITRF2014 [2016]	Altamimi <i>et al.</i> (2016)
3	ITRF2008	Altamimi <i>et al.</i> (2012)
4	NNR-MORVEL56	Argus <i>et al.</i> (2011)
5	MORVEL 2010	DeMets <i>et al.</i> (2010)
6	GEODVEL 2010	Argus <i>et al.</i> (2010)
7	APKIM2005-DGFI	Drewes (2009)
8	APKIM2005-IGN	Drewes (2009)
9	GSRM v1.2	Kreemer <i>et al.</i> (2003)* <sup>2004</sup>
10	CGPS 2004	Prawirodirdjo & Bock (2004)
11	REVEL 2000	Sella <i>et al.</i> (2002)
12	HS3-NUVEL1A	Gripp & Gordon (2002)
13	APKIM2000.0	Drewes (1998), Drewes & Angermann (2001)
14	ITRF2000	Drewes & Angermann (2001)
15	HS2-NUVEL1A	Gripp & Gordon (1990), DeMets <i>et al.</i> (1994)
16	NUVEL 1A	DeMets <i>et al.</i> (1994)
17	NUVEL 1	Argus & Gordon (1991)

\*2004: Versión 1.2 del modelo, realizada en mayo del 2004

Se calculó la desviación estándar de los datos y se seleccionaron los datos que estaban dentro de una desviación estándar, para así calcular los datos estadísticos (Tabla 4). Con este procedimiento se eliminaron los datos de tasa de expansión de los modelos números 1 y 8 y los de los modelos números 12, 15, 16 y 17 de las Tablas 2 y 3. Estos valores se pueden observar en el histograma (Figura 18) como los datos alejados de la moda. Este histograma muestra una moda entre los 47 y los 52 mm\*año<sup>-1</sup>, con dos datos rodeando los 44 mm\*año<sup>-1</sup>; y cuatro velocidades, sobre los 57 mm\*año<sup>-1</sup>.



**Figura 18.** Histogramas de las velocidades de expansión según los modelos utilizados para los puntos PR1 (45,092°S y 77,990°W) (a) y PR2 (45,643°S y 76,675°W) (b).

Considerando **todos** los estadísticos de la Tabla 4 la tasa de expansión fluctúa entre los 47,51 y los 52,06 mm\*año<sup>-1</sup>. Los valores estadísticos de promedio y mediana de la velocidad de expansión de la dorsal de Chile están entre los 49,0 y los 49,5 mm\*año<sup>-1</sup>.

**Tabla 4.** Estadística de las velocidades de expansión de la dorsal de Chile seleccionadas para los puntos PR1 y PR2; todos los valores están en mm\*año<sup>-1</sup>.

	Promedio	Mediana	Máximo	Mínimo
PR1	49,43	49,09	51,97	47,51
PR2	49,51	49,15	52,06	47,57

### Geomorfometría de la dorsal de Chile junto a la Triple Unión de Taitao

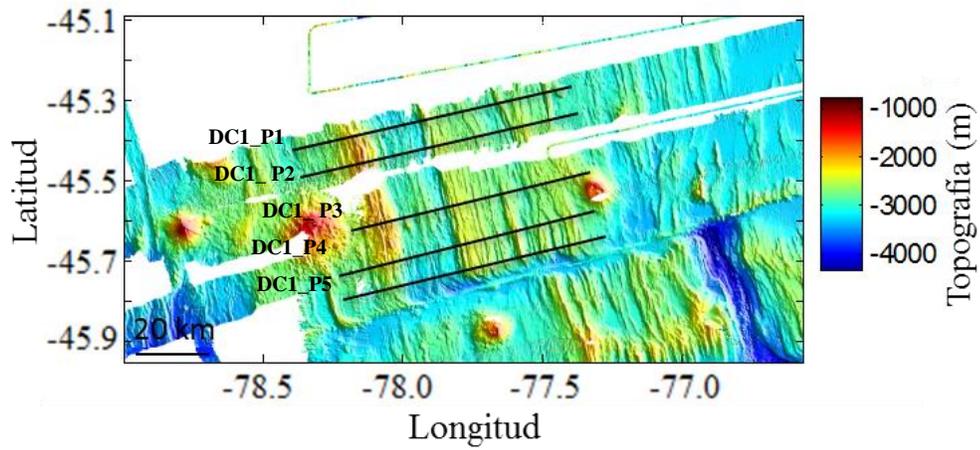
En cada segmento de la dorsal (ver Figura 12) se extrajeron 5 perfiles batimétricos, numerados de norte a sur (Figuras 19-21) de acuerdo a la Tabla 5. Luego se extrajeron alturas y anchos de los rasgos batimétricos presentes, para obtener las medidas de las pendientes de las paredes del valle axial, la altura de la cresta de la dorsal respecto al fondo marino adyacente, la altura del valle axial respecto al fondo marino adyacente, la profundidad del valle axial respecto a la cresta de la dorsal, el ancho de la dorsal y el ancho del valle axial (Tabla 5-7). La profundidad del fondo marino adyacente en relación al NMM en el sector de estudio es de 4.000 m aproximadamente.

**Tabla 5.** Datos de alturas respecto al NMM, anchos y pendientes de los cinco perfiles extraídos desde cada segmento de la dorsal de Chile. La ubicación de los perfiles se aprecia en los mapas de las Figuras 19 a 21.

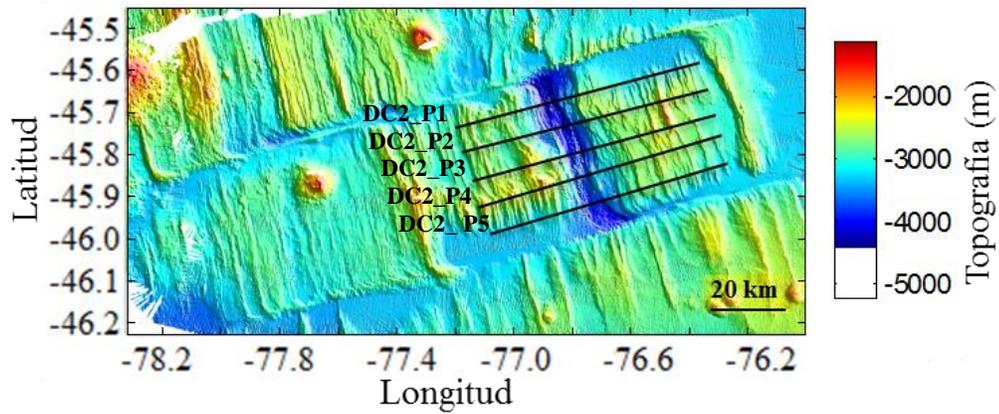
Perfiles	Altura cresta oeste (m)	Pendiente pared oeste del valle axial (m/km)	Altura media valle axial (m)	Prof. Máxima del valle axial (m)†	Ancho valle axial (m)	Pendiente pared este del valle axial (m/km)	Altura cresta este (m)
DC1_P1	-1.887	146,3	-3.080	-3.178	11.267	247,4	-2.485
DC1_P2	-1.853	147,4	-3.100	-3.171	9.998	212,4	-2.364
DC1_P3	-1.916	215,6	-3.032	-3.125	12.227	166,9	-2.387
DC1_P4	-1.860	253,3	-2.970	-3.071	12.660	243,7	-2.338
DC1_P5	-2.566	108,5	-3.180	-3.279	13.516	163,3	-2.338
DC2_P1	-2.700	219,2	-4.260	-4.285	3.560	181,3	-2.700
DC2_P2	-2.600	138,1	-4.000	-4.130	5.621	193,0	-2.650
DC2_P3	-2.200	311,7	-3.900	-4.000	6.981	656,4	-2.600
DC2_P4	-2.200	327,5	-3.740	-3.791	3.304	70,2	-2.560
DC2_P5	-2.952	103,4	-3.900	-3.953	3.171	101,8	-2.636
DC3_P1	-2.500	116,8	-3.260	-3.332	6.715	268,9	> -2.400*
DC3_P2	-2.400	223,4	-3.260	-3.313	6.162	222,2	> -2.350*
DC3_P3	-2.400	128,6	-3.260	-3.278	5.767	210,9	> -2.350*
DC3_P4	-2.200	134,1	-3.250	-3.283	4.402	147,9	> -2.510*
DC3_P5	-2.300	135,8	-3.150	-3.191	7.160	294,0	> -2.337*

\* El valor es mínimo, dado que la batimetría está trunca hacia el este.

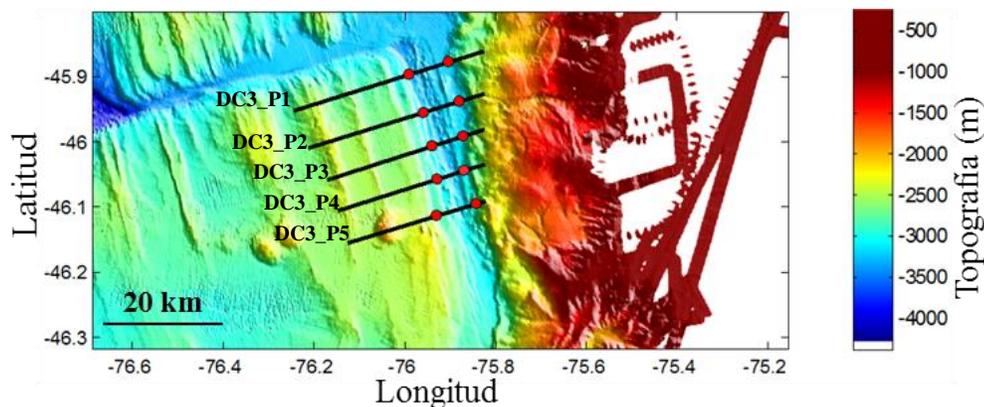
† Profundidad medida en altura respecto al NMM.



**Figura 19.** Trazos correspondientes a los perfiles del segmento DC1, numerados como DC1\_P1, DC1\_P2, DC1\_P3, DC1\_P4 y DC1\_P5.



**Figura 20.** Trazos correspondientes a los perfiles del segmento DC2, numerados como DC2\_P1, DC2\_P2, DC2\_P3, DC2\_P4 y DC2\_P5.



**Figura 21.** Trazos correspondientes a los perfiles del segmento DC3, numerados como DC3\_P1, DC3\_P2, DC3\_P3, DC3\_P4 y DC3\_P5. Los puntos rojos denotan los límites del valle axial.

Los tres segmentos de la dorsal de Chile hacia el norte de la Triple Unión de Taitao tienen variaciones en cuanto a morfología (Tablas 6 y 7). El ancho de la dorsal varía desde 1.260 km en el segmento DC1, más al norte, hasta 600 km en el segmento DC3, más al sur. El ancho de los segmentos fue calculado como dos veces el ancho de la mitad oeste de la dorsal, ya que las otras mitades están apegadas a la placa Sudamericana, y han sido parcialmente subducidas. La altura de la dorsal respecto al fondo marino adyacente es mayor en el segmento DC1, siendo de 1.801 m, 1.420 m en el segmento DC2 y 1.640 m en el segmento DC3. El valle axial del segmento DC1 de la dorsal es el más ancho, de 11,9 km aproximadamente, con una profundidad media de 870 m respecto a la cresta. El valle axial de DC2 es el más angosto, de 4,5 km y el más profundo, de 1380 m. El valle axial del segmento DC3 está a 880 m de la cresta y es de 6,0 km de ancho.

**Tabla 6.** Medidas de los tres segmentos de la dorsal de Chile.

Dato morfométrico	Segmentos de dorsal		
	DC1	DC2	DC3
Altura cresta oeste (m)	-2.016	-2.530	-2.360
Pendiente de pared oeste del valle axial (m/km)	174	220	148
Altura media del valle axial(m)	-3.072	-3.960	-3.236
Máxima profundidad del valle axial(m)*	-3.165	-4.032	-3.279
Ancho valle axial (m)	11.934	4.527	6.041
Pendiente de pared este del valle axial (m/km)	207	241	229
Altura cresta este (m)	-2.382	-2.629	Fue subducido
Ancho dorsal (km)	600	1.260	1.260

\*Profundidad en terminos de altura respecto al NMM

**Tabla 7.** Dimensiones de los tres segmentos de la zona de estudio de la dorsal de Chile (Ver Figura 14 para aclaración de nomenclatura).

Dimensiones	Segmentos		
	DC1	DC2	DC3
Altura de la cresta de la dorsal respecto al fondo marino adyacente (m)	1.801	1.420	1.640
Altura media de valle axial respecto al fondo marino adyacente (m)	928	40	764
Profundidad media del valle axial respecto a la cresta de la dorsal (m)	873	1.380	876
Ancho del valle axial (km)	11,9	4,5	6,0
Ancho del segmento (entre fallas de transformación) (km)	>57,6†	46,0	74,3

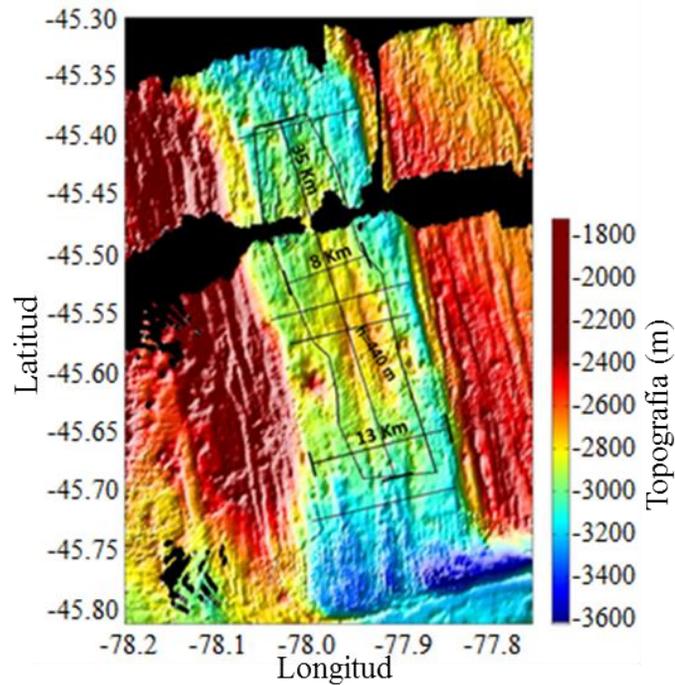
† El borde norte del segmento DC1 aparece trunco por falta de datos.

### Descripción de los valles axiales de los segmentos de la dorsal de Chile

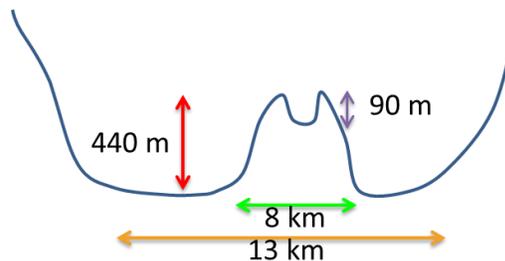
Se realizó un análisis de los valles axiales, tomando las medidas de: el ancho del valle axial, el largo y ancho de los volcanes centrales, la altura de los volcanes y las pendientes de las dos laderas de los volcanes (Tabla 8). Se utilizaron distintas barras de colores en las imágenes para tener una mejor apreciación de la morfología y las estructuras presentes.

### Segmento DC1

El valle axial del segmento DC1 de la dorsal (Figura 22) tiene una profundidad, respecto a la cresta de la dorsal, de 873 m y un ancho de 13 km y posee un grupo de volcanes centrales de 35 km de largo y 8 km de ancho, con una altura máxima de 440 m y con un valle central de 90 m de profundidad respecto a la cresta de la cadena de volcanes (Figura 23). La cadena de volcanes presenta una pequeña rotación a favor del reloj con respecto al valle axial del segmento.



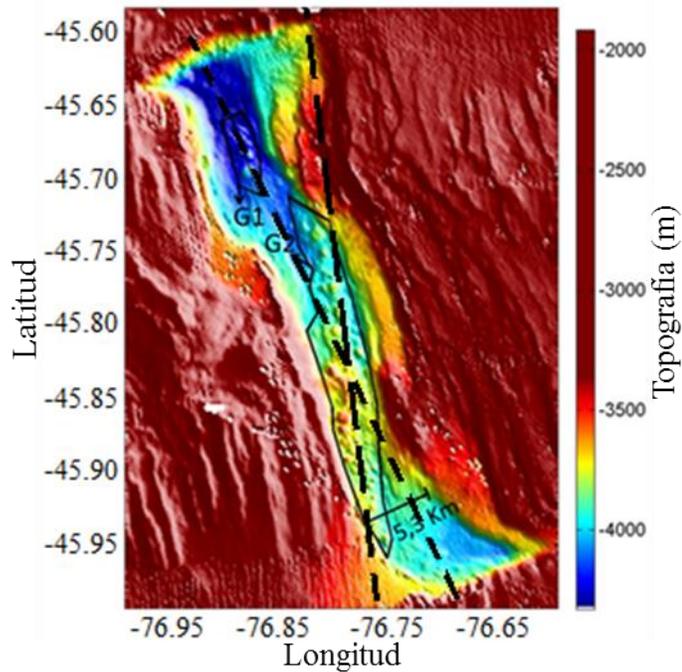
**Figura 22.** Valle axial del segmento DC1 de la dorsal de Chile.



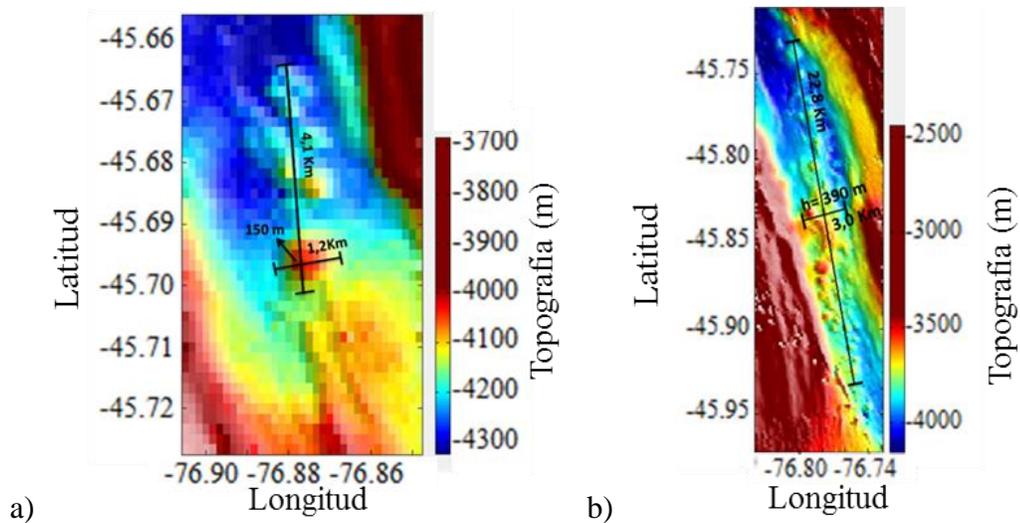
**Figura 23** Dimensiones de la cadena de volcanes centrales del valle axial del segmento DC1. Flecha roja: alto de cadenas de volcanes. Flecha morada: alto de valle de volcanes. Flecha verde: ancho de volcanes. Flecha naranja: ancho de valle axial.

## Segmento DC2

El valle axial del segmento DC2 de la dorsal (Figura 24) tiene una profundidad de 1380 m respecto a la cresta de la dorsal y un ancho de 5,3 km en promedio, posee dos grupos de volcanes, designados como G1 y G2 (Figura 25). El grupo G1 tiene 4,1 km de largo y 1,2 km de ancho, con una altura máxima de 150 m. El grupo G2 tiene una estructura más compleja, con un largo total de 22,8 km y un ancho de 3 km, la altura máxima de esto es 390 m. Ambos grupos de volcanes centrales a primera vista parecen no estar alineados al valle de la dorsal, sino que con una rotación hacia la derecha. El valle axial tiene un rumbo promedio aproximado de  $\sim 335^\circ$ ; y los volcanes de G2, un rumbo promedio de  $353^\circ$ .



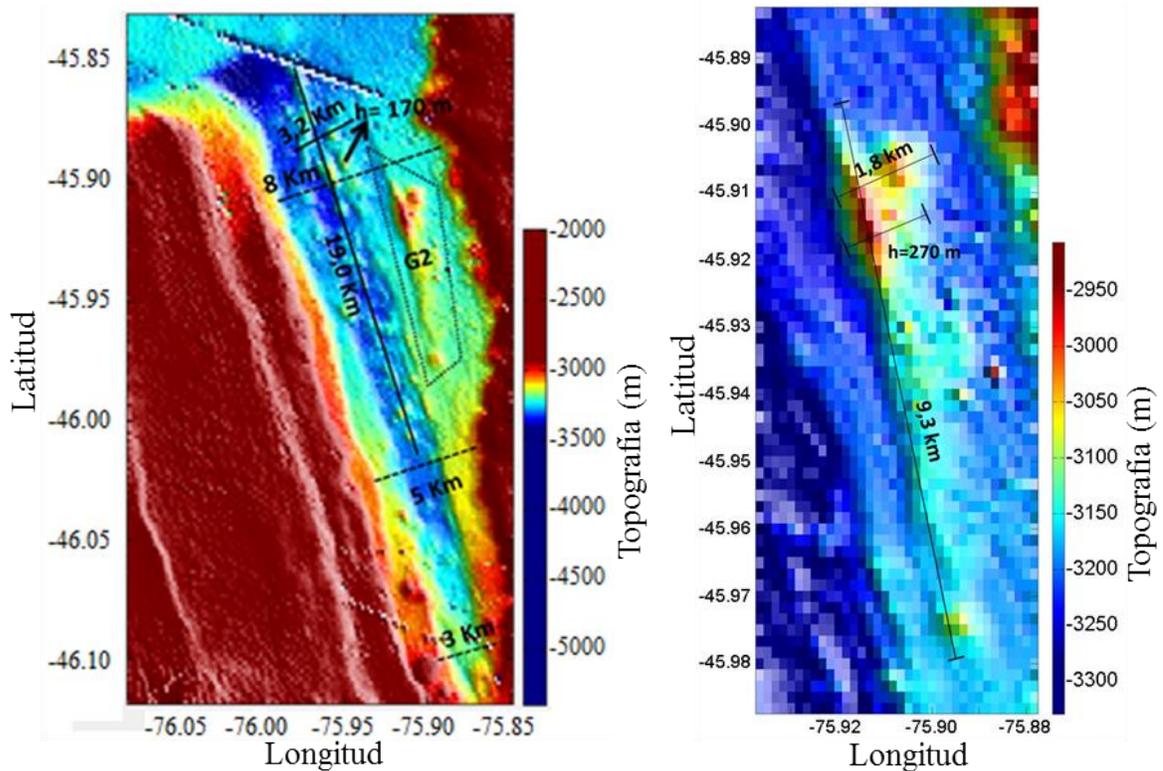
**Figura 24.** Valle axial del segmento de DC2 de la dorsal de Chile.



**Figura 25.** Cadenas volcánicas: a) de G1 y b) de G2.

### Segmento DC3

El valle axial de la dorsal del segmento DC3 (Figura 26) está a 876 m de profundidad respecto a la cresta de la dorsal y posee un ancho variable desde menos de 3 km de ancho hasta 8 km. Este cambio en el ancho del valle se debe a que este segmento de la dorsal de Chile está siendo subducido bajo la placa Sudamericana. Hay un grupo de volcanes centrales, G1, en el valle, que es de 19 km de largo y 3,2 km de ancho, con una altura máxima de 170 m. También hay un grupo de volcanes, G2, que están montados sobre un bloque ligeramente más elevado (~100 m sobre el valle axial), y este tiene 9,3 km de largo, 1,8 km de ancho y 270 m de altura.



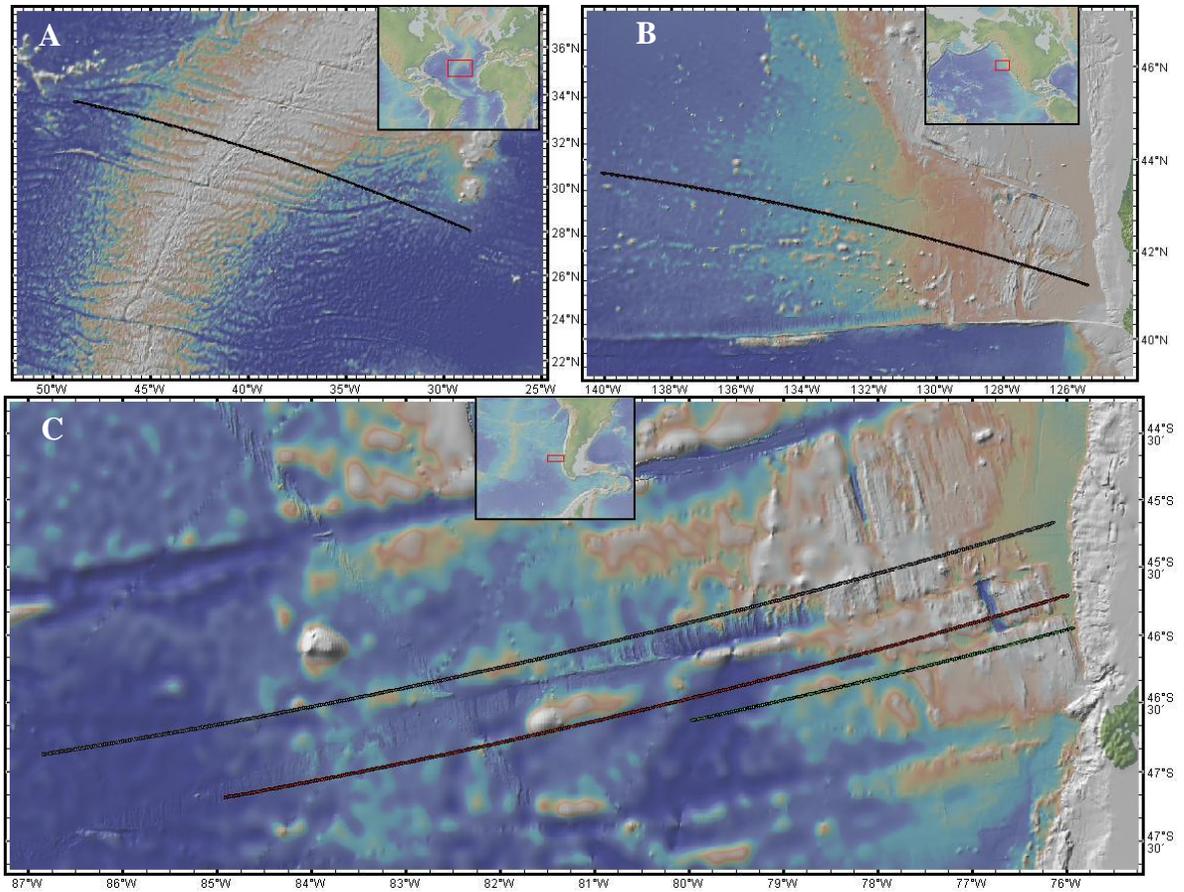
**Figura 26.** Valle axial del segmento DC3 de la dorsal de Chile a la izquierda y grupo G2 de volcanes a la derecha.

**Tabla 8.** Dimensiones de los valles axiales y las cadenas de volcanes de los tres segmentos de dorsal estudiados. VA1 corresponde al valle axial del segmento DC1, VA2 al valle axial del segmento DC2 y VA3 al valle axial del segmento DC3; G1 y G2 son los distintos grupos de cadenas volcánicas descritos antes.

Dimensiones	VA1	VA2		VA3	
		G1	G2	G1	G2
Ancho valle axial (km)	10 a 14	3 a 7		3 a 8	
Largo cadena de volcanes (km)	35,3	4,1	22,8	19,0	9,3
Ancho volcanes (km)	8,0	1,2	3,0	3,2	1,8
Pendiente flanco oeste de volcán (m/km)	109,1	25,1	15,2	20,7	28,0
Pendiente flanco este de volcán (m/km)	143,8	17,5	12,7	8,7	14,6
Alto volcanes (m)	440	150	390	170	270

## Rugosidad de la dorsal de Chile

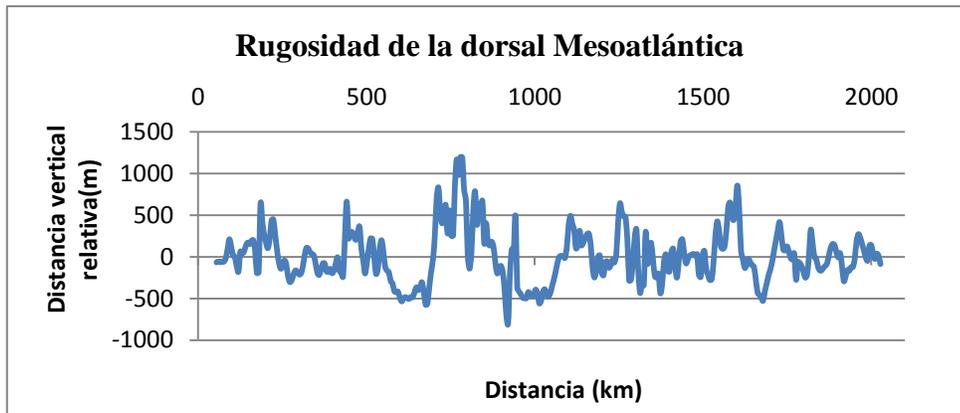
La rugosidad de la dorsal de Chile junto a la Triple Unión de Taitao se estimó haciendo una comparación de un perfil de cada segmento de la dorsal con un perfil de la dorsal Mesoatlántica, de expansión lenta ( $22,0 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ ), y con un perfil de la dorsal Juan de Fuca, de expansión intermedia ( $55,6 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ ). A estos perfiles se les extrajo la tendencia polinómica de grado 6 para poder hacer una comparación de la rugosidad medida con el valor RMS.



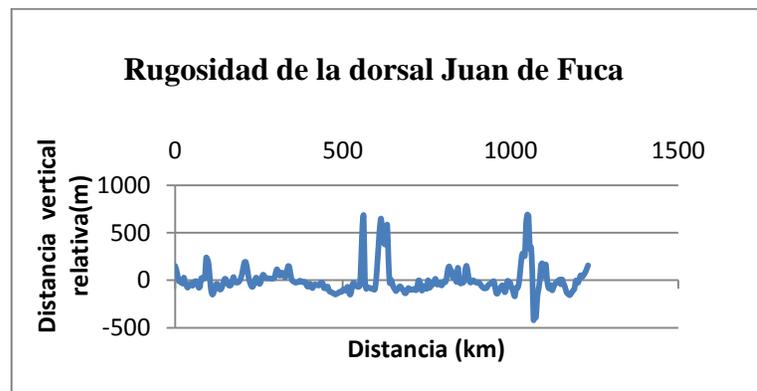
**Figura 27.** Ubicaciones de los perfiles extraídos para el análisis de rugosidad. A) Perfil de la dorsal Mesoatlántica. B) Perfil de la dorsal Juan de Fuca. C) Perfiles de los segmentos DC1, DC2 y DC3 de la dorsal de Chile de norte a sur.

El perfil tomado de la dorsal Juan de Fuca fue extraído en un lugar donde la velocidad de expansión es de  $55,6 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  según los datos de Bird (2003); y el perfil extraído de la dorsal Mesoatlántica, donde la velocidad de expansión es de  $22,0 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  (Figura 27).

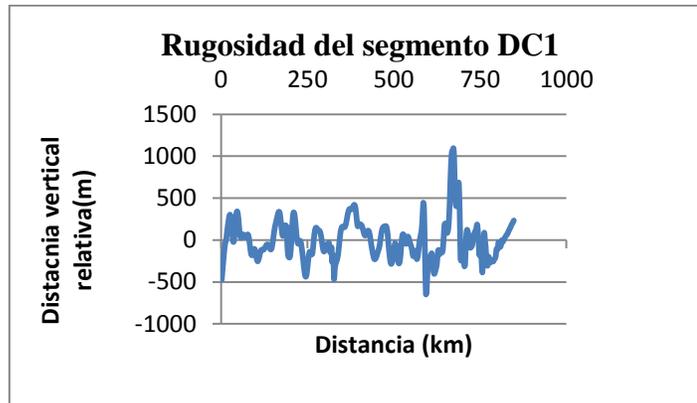
Las rugosidades de los perfiles extraídos de las dorsales Mesoatlántica, Juan de Fuca y los tres segmentos de la dorsal de Chile se muestran en las Figuras 28 a 32, todas las figuras tienen la misma escala, por lo cual son comparables entre sí. Para calcular esta rugosidad, se les extrajo las tendencias polinómicas de sexto grado a los perfiles batimétricos. Para ver el detalle de esto ir a ANEXO 2.



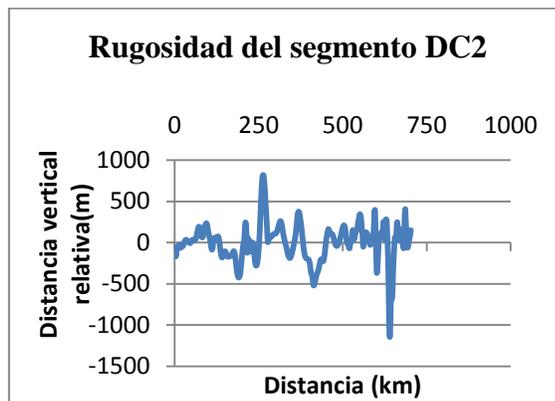
**Figura 28.** Rugosidad de la dorsal Mesoatlántica.



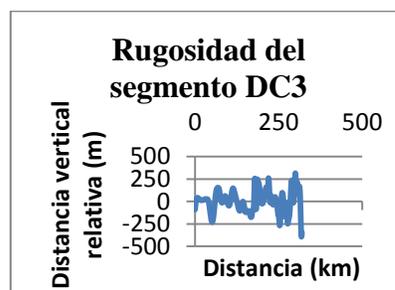
**Figura 29** Rugosidad de la dorsal Juan de Fuca.



**Figura 30.** Rugosidad del segmento DC1 de la dorsal de Chile.



**Figura 31.** Rugosidad del segmento DC2 de la dorsal de Chile.



**Figura 32.** Rugosidad del segmento DC2 de la dorsal de Chile.

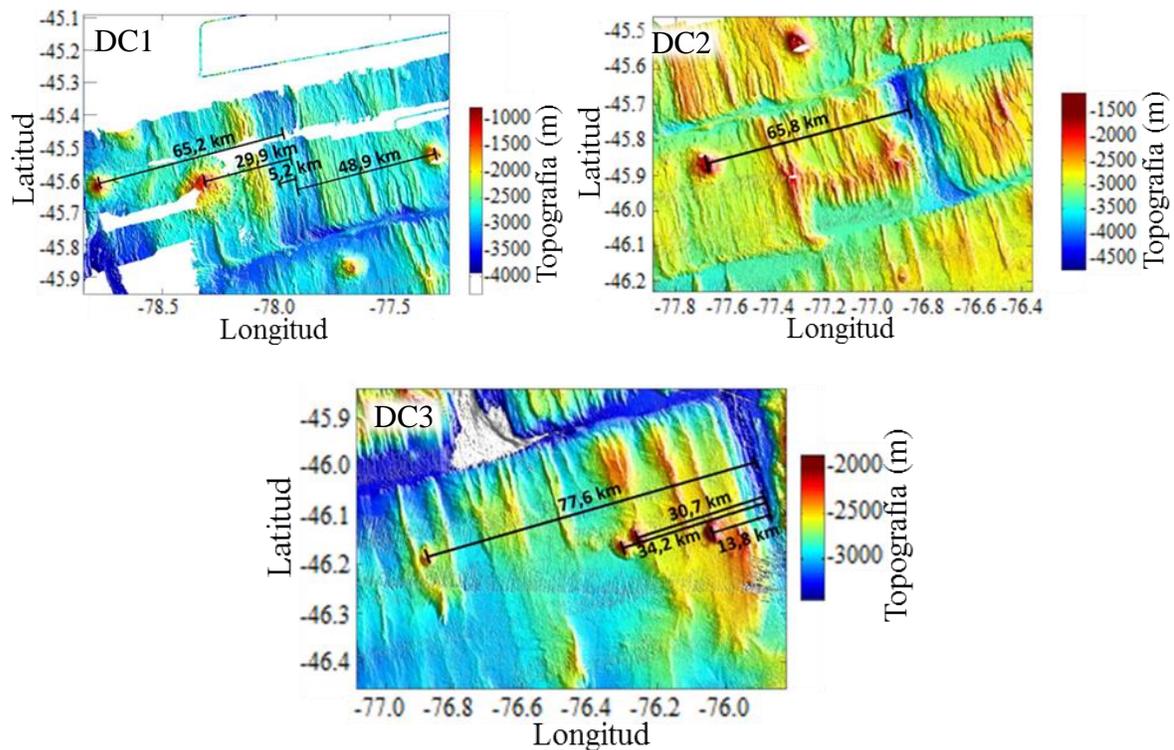
**Tabla 9.** Rugosidad de un segmento de la dorsal Mesoatlántica, de la dorsal Juan de Fuca y de tres segmentos de la dorsal de Chile, (ubicación en Figura 27) en términos del valor RMS (root mean square), tras haber extraído la tendencia de la batimetría.

	RMS (m)
Dorsal Mesoatlántica	316
Dorsal Juan de Fuca	146
Segmento DC1	238
Segmento DC2	230
Segmento DC3	118

El valor de RMS (Tabla 9) del área de estudio de la dorsal de Chile es en promedio 195 m, el de la dorsal Juan de Fuca es de 146 m y el de la dorsal Mesoatlántica de 316 m. Esto significa que la batimetría de la dorsal Juan de Fuca, en promedio, está apartada unos 146 m de la tendencia; que en la dorsal Mesoatlántica, en promedio, está apartada 316 m de la tendencia y en la dorsal de Chile está apartada, en promedio, 195 m de la tendencia.

## Vulcanismo alejado del eje

En los tres segmentos de dorsal existe un vulcanismo (montes submarinos) que no está asociado a la zona neovolcánica, por lo cual se calcularon las distancias de estos volcanes al eje de expansión de la dorsal y la proporción de estas distancias con respecto al ancho del valle axial del segmento correspondiente (Figura 33; Tabla 10).



**Figura 33.** Volcanes (montes submarinos) alejados del eje de la dorsal en los segmentos DC1, DC2 y DC3, indicando la distancia que los separa del eje.

En los tres segmentos de dorsal se encontró vulcanismo alejado del eje (Figura 33), desde un volcán ubicado en el valle axial, a solo 5,2 km del eje del valle axial en DC1, hasta uno ubicado a 77,6 km del eje, en el flanco de la dorsal en el segmento DC3. En el segmento DC1 el volcán más lejano está a una distancia de 5 veces el ancho del valle axial, medida desde el eje (Tabla 10). En el segmento DC2 el volcán existente está a una distancia

mayor a 12 veces el ancho del valle axial, medida desde el eje; y en DC3 está a más de 13 veces el ancho del valle axial.

**Tabla 10.** Distancias de volcanes al eje de expansión de los tres segmentos de la dorsal de Chile y proporción de la distancia en relación al ancho del valle axial de cada segmento de dorsal. DV significa distancia desde volcán hasta el eje del valle axial. AVA significa ancho del valle axial. DV/AVA significa la razón de DV en AVA.

<i>Segmento</i>	<i>DV (km)</i>	<i>AVA (km)</i>	$\frac{DV}{AVA}$
DC1	5,2	13	0,4
	29,9		2,3
	48,9		3,8
	65,2		5,0
DC2	65,8	5	12,4
DC3	13,8	5	2,8
	30,7	6	5,4
	34,2	6	6,0
	77,6	6	13,4

### Comparación con descripciones de Macdonald (1982)

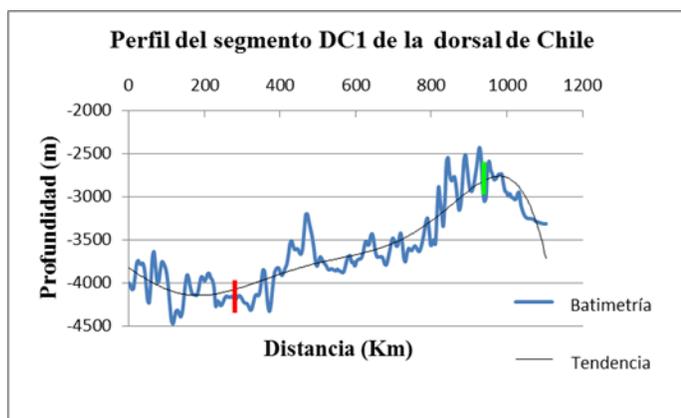
Se realizó una tabla (Tabla 11) con las principales características de las tres categorías de dorsales con sus respectivas descripciones y/o dimensiones. En la tabla se añadieron también las características y dimensiones de los segmentos de la dorsal de Chile.

**Tabla 11.** Comparación de las descripciones de las 3 categorías de dorsales definidas por Macdonald (1982) y lo presentado para la zona de estudio de la dorsal de Chile.

Criterio	Tipo de dorsal			Dorsal de Chile
	Rápida	Intermedia	Lenta	
Ancho	2.000 a 4.000 km	Sin información	1.500 a 3.000 km	600 a 1.260 km
Alto	2 a 3 km	Sin información	1 a 3 km	1.420 a 1.801 m
Rugosidad	Fina (0,1°)	Intermedia	Gruesa	Más atenuada que en dorsales lenta y menos atenuadas que en dorsales intermedia
Valle axial	No	Sí	Sí	Sí
- Profundidad	No Aplica	50 a 200 m	1 a 3 km	870 a 1.380 m
- Ancho	No Aplica	1 a 5 km	Decenas de km	4 a 12 km
Volcanes centrales				
- Grado de continuidad	Marcadamente continuos (sobre 100 km) solo interrumpidos por FT	Casi continuos (decenas de km)	Grupos intermitentes	DC1 secuencia continua de volcanes DC2 alineamiento de conos adyacentes entre sí DC3 alineamiento de conos muy próximos entre sí
- Ancho	1 a 20 km	0,2 a 2 km	2 a 12 km	1,2 a 8,0 km
- Alto	Cientos de metros	50 m en el eje	Pocos cientos de m.	150 a 440 m
Vulcanismo alejado del eje	Centrado en el eje	Sin información	5 a 20 km desde el eje	5 a 78 km desde el eje

Las dorsales rápidas, con una velocidad de expansión superior a los 90 mm por año, tienen un ancho que varía de 2.000 a 4.000 km, y un alto de cresta que varía entre 2 y 3 km (Tabla 11), mientras que las lentas, con una velocidad de expansión inferior a 50 mm\*año<sup>-1</sup>, tienen un ancho que varía entre 1.500 y 3.000 km y una altura que varía entre 1 y 3 km. Se supone que las dorsales intermedias, con una velocidad de expansión de entre 50 y 90 mm

por año, tienen un valor que está entre los valores de las dorsales lenta y la rápida. La zona de estudio de la dorsal de Chile posee un ancho que varía entre 600 y 1.260 km y una altura que oscila entre los 1.420 y los 1.801 metros. El ancho de las dorsales se calculó identificando el límite dorsal-fondo marino adyacente (Figura 34).



**Figura 34.** Ejemplo de estimación del ancho de la dorsal de Chile, a partir del perfil extraído del segmento DC1. La distancia calculada (entre el límite dorsal-fondo marino adyacente (línea roja) y el valle axial (línea verde) corresponde a la mitad del ancho de la dorsal, lo cual se multiplica por 2 para obtener el ancho de la dorsal.

Según Macdonald (1982), la rugosidad de las dorsales rápidas es fina; la de las dorsales de expansión lenta es rugosa y las dorsales intermedias poseen una menor rugosidad que las dorsales lentas. La dorsal de Chile en las proximidades de la Triple Unión de Taitao posee una rugosidad menor que la dorsal lenta y mayor que la dorsal intermedia.

Según Macdonald (1982), las dorsales rápidas no poseen un valle axial, mientras que las dorsales intermedias y lentas sí lo poseen. En las intermedias este es de 1 a 5 km de ancho y de 50 a 200 m de profundidad, mientras que en las lentas el valle es de decenas de kilómetros de ancho y de 1 a 3 km de profundidad. En el área de estudio, la dorsal de Chile posee un valle axial de un ancho que varía entre 4 y 12 km de ancho y desde 870 y 1.380 m de profundidad.

Según Macdonald (1982) los volcanes del eje de las dorsales rápidas tienen la forma tipo escudo hawaiano, son marcadamente continuos (de al menos de 100 km de longitud a lo largo de la dorsal), solo interrumpidos por zonas de fractura; poseen un ancho de uno a 20 km y cientos de metros de alto. En el caso de las dorsales intermedias, los volcanes son casi continuos, de decenas de km de longitud a lo largo de la dorsal, con unos pocos kilómetros de ancho y unos 50 m de alto. En las dorsales lentas, los volcanes centrales tienen la forma de escudo elongado y se presentan en grupos intermitentes, tienen pocos cientos de metros de alto y de 2 a 12 km de ancho. Las cadenas de volcanes centrales encontrados en los segmentos de la dorsal de Chile tienen variadas estructuras, en el caso de DC1 hay una secuencia continua de volcanes de 35,3 km de largo; en el caso de DC2 hay algunos alineamientos de conos adyacentes entre sí y en DC3 hay un alineamiento de conos muy próximos entre sí de 19 km de largo. El ancho de los volcanes de los segmentos de la dorsal de Chile es de entre 1,2 y 3,2 km en los segmentos DC2 y DC3, y de 8,0 km en el segmento DC1. La altura varía entre 150 y 440 m. Los volcanes en si poseen pendientes que varían entre 0,5 y 8,2°.

Las dorsales de expansión rápida tienen vulcanismo centrado en el eje, a la zona neo volcánica mientras que las dorsales de expansión lenta poseen, además del vulcanismo centrado en el eje, un vulcanismo alejado de este, centrado entre 5 a 20 km desde el eje (Macdonald, 1977; Atwater, 1979; Macdonald, 1982). La dorsal de Chile junto a la Triple Unión de Taitao posee vulcanismo fuera de los volcanes centrales del valle axial, desde 5 a 78 km desde el eje.

## **Discontinuidades axiales de la zona de estudio de la dorsal de Chile**

En cada zona de fractura se obtuvo el ancho promedio de esta, así como las estructuras contenidas en ella. Se identificaron también en los tres segmentos de dorsal las discontinuidades de segundo, tercer y cuarto orden con ayuda del software MIRONE (Luis, 2007).

### **Discontinuidades de 1<sup>er</sup> orden: Zonas de fractura**

La dorsal de Chile **completa** (entre los 36°S y 46°S) está segmentada por al menos 20 fallas de transformación, pero en la zona de estudio solo se identifican dos (Guamblin y Darwin), debido a que la dorsal está siendo subducida. Entonces, solo se puede saber el ancho real de uno de los 3 segmentos, el segmento DC2, que es de 44 km; el segmento DC1 es de mínimo 75 km y el segmento DC3 es de mínimo 70 km. Los dos desfases ocasionados por las fallas en la zona de estudio son de 80 km entre los segmentos DC1 y DC2 y de 60 km entre los segmentos DC2 y DC3.

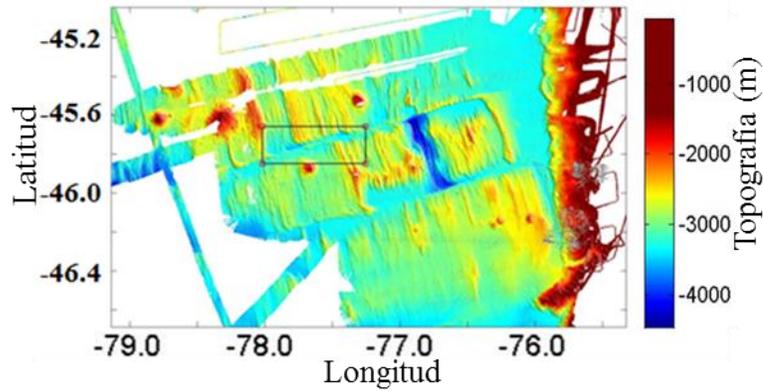
La Zona de Fractura de Guamblin (ZF1) tiene un ancho promedio de 3,5 km mientras que la Zona de Fractura de Darwin (ZF2) tiene un ancho de 5,9 km (ver Figura 12 y 16; Tabla 12 y 13). La mayor parte de ambas zonas se caracterizan por un solo valle simple, sin *ridges* ni cuencas, a excepción de cuencas nodales y de un segmento de la ZF1, donde se puede observar un *ridge* entre los segmentos DC1 y DC2, al lado de la cuenca nodal asociada al valle axial del segmento DC1 (Figura 35 y 36). En ambas zonas de fractura (ZF1 y ZF2) se pueden observar cuencas nodales en donde se contactan los valles con las zonas de fractura.

**Tabla 12.** Datos de ancho de la ZF1 a lo largo de sub-regiones de estudio de largo indicado (Figura 17). En cada sub-región se extrajeron perfiles y se calculó un ancho promedio ( $A_i$ ), con lo cual luego se calculó el promedio ponderado de ZF1, teniendo en cuenta el largo de la sub-región ( $L_i$ ) según la fórmula  $APP = \frac{\sum_{i=1}^n A_i \cdot L_i}{\sum_{i=1}^n L_i}$ .

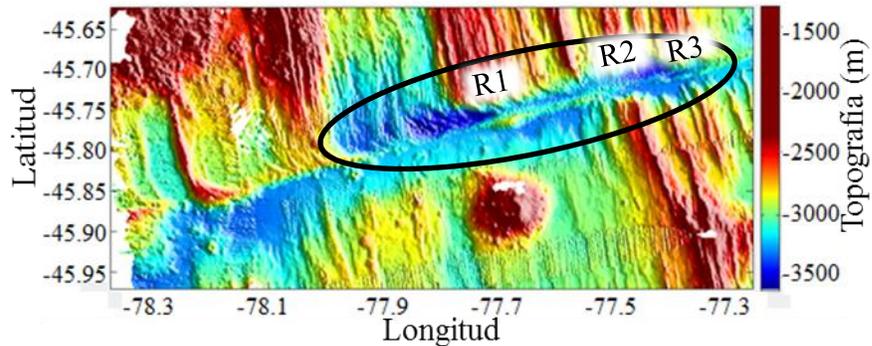
Sub-regiones de ZF1	$L_i$	$A_i$
ZF1_1	60	3,7
ZF1_2	48	2,7
ZF1_3	27	0,8
ZF1_4	32	6,8
<i>APP</i>		3,5

**Tabla 13.** Datos de ancho de la ZF2 a lo largo de sub-regiones de estudio de largo indicado (Figura 17). En cada sub-región se extrajeron perfiles y se calculó un ancho promedio ( $A_i$ ), con lo cual luego se calculó el promedio ponderado de ZF2, teniendo en cuenta el largo de la sub-región ( $L_i$ ) según la formula  $APP = \frac{\sum_{i=1}^n A_i \cdot L_i}{\sum_{i=1}^n L_i}$ .

Sub-regiones de ZF2	$L_i$	$A_i$
ZF2_1	48	8,5
ZF2_2	24	8,0
ZF2_3	26	1,7
ZF2_4	40	4,2
<i>APP</i>		5,9

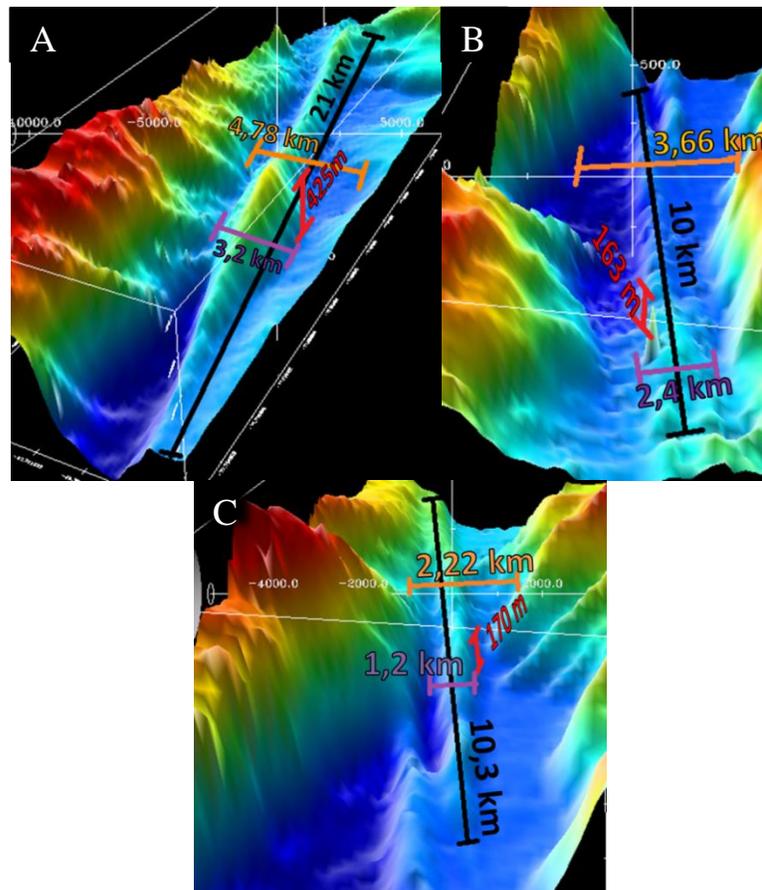


**Figura 35.** Ubicación de un *ridge* en el valle de la zona de fractura ZF1.



**Figura 36.** Detalle del *ridge* de la ZF1. Se aprecia una estructura de tres segmentos (R1, R2 y R3).

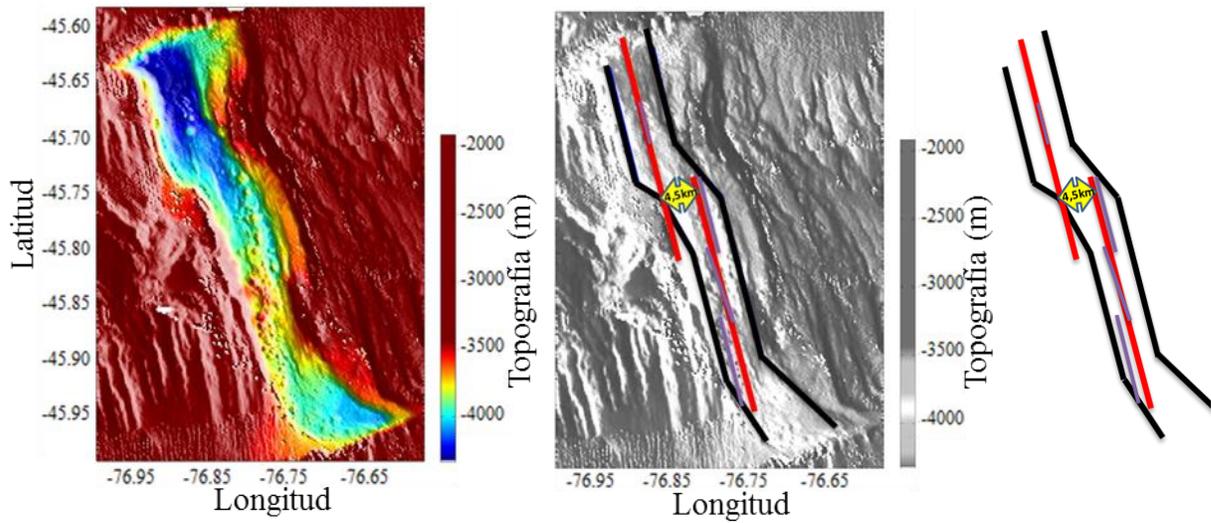
El valle de la ZF1 posee tres *ridges* un poco desfasados y traslapados entre sí (Figura 37). El *ridge* del oeste (R1) está adyacente al valle de DC1, es de 21 km de largo, 425 m de alto y su ancho máximo es de 3,2 km de los 4,8 km del ancho del valle de la zona de fractura. El *ridge* R2 es de 10 km de largo, 163 m de alto su ancho máximo es de 2,4 km de los 3,7 km del ancho del valle de la zona de fractura. El *ridge* R3 es de 10,3 km de largo, 170 m de alto y su ancho máximo es de 1,2 km de los 2,2 km del ancho del valle de la zona de fractura.



**Figura 37.** A) Primer *ridge*, de oeste a este (R1); imagen con vista desde el SW. B) Segundo *ridge* (R2); imagen con vista desde el SWW. C) Tercer *ridge* (R3); imagen con vista desde el SW. El largo del *ridge* se muestra con el color negro, el ancho del *ridge* con el color morado, el alto del *ridge* con el color rojo y el ancho del valle con el color naranja.

### Discontinuidades de 2<sup>do</sup> orden

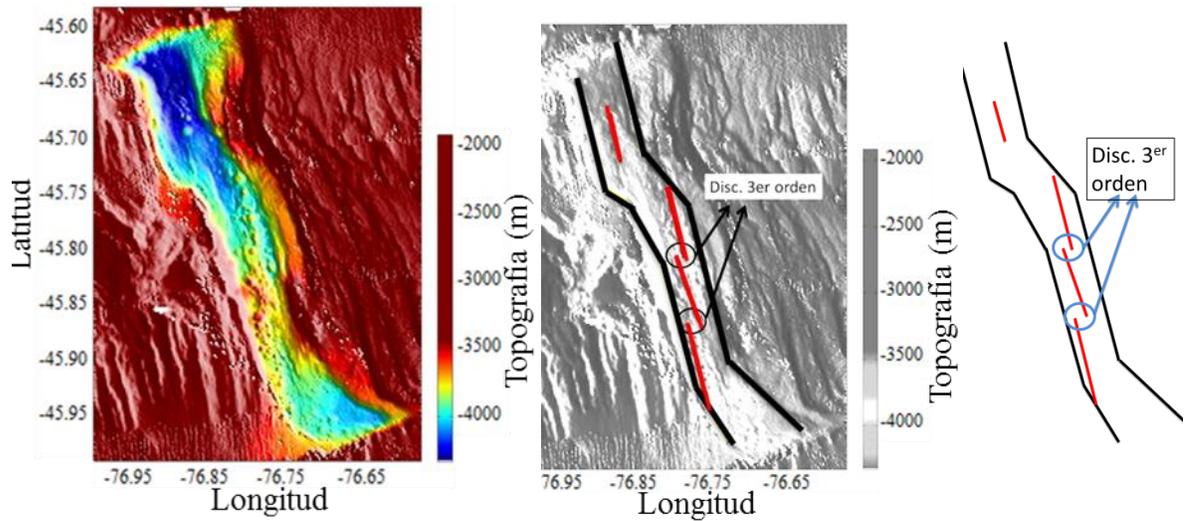
En los segmentos DC1 y DC3 no se aprecia ninguna discontinuidad de 2<sup>o</sup> orden. En el segmento DC2 se observa una curvatura que rompe con la linealidad del valle, que lo desplaza 4,5 km hacia el este entre los 45,71°S y los 45,75°S (Figura 38). Este valle tiene un rumbo aproximado de 346°.



**Figura 38.** Discontinuidad de segundo orden presente en el valle axial de DC2. a) Valle axial, b) valle axial interpretado y c) discontinuidad de segundo orden. Líneas negras: límite del valle axial. Líneas rojas: tendencia de valle axial. Líneas moradas: cadenas de volcanes del valle axial.

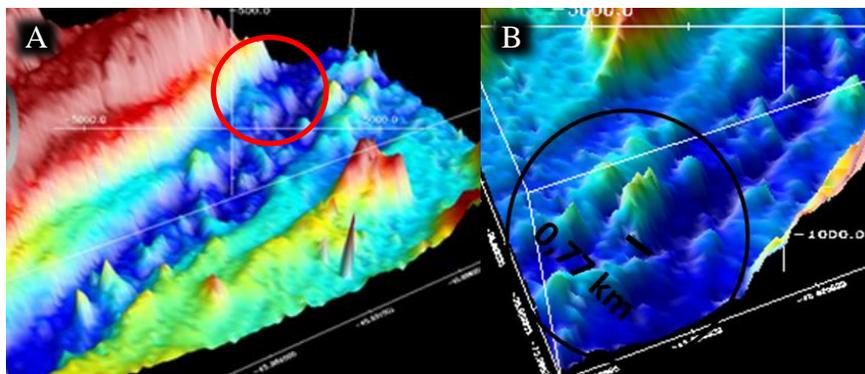
### Discontinuidades de 3<sup>er</sup> orden

Se observan discontinuidades de tercer orden en los segmentos DC2 y DC3. En el segmento DC2 el grupo G2 es, en realidad, una serie de cadenas de volcanes con dos brechas entre cadenas de volcanes que la desfasan hacia el oeste alrededor de los 45,80°S y los 45,86°S (Figura 39). En el segmento DC3 se observa un pequeño traslape de 0,77 km en las cadenas de volcanes (Figura 40).



**Figura 39.** Discontinuidad de tercer orden presente en el valle axial de DC2. a) Valle axial, b) valle axial interpretado y c) discontinuidad de segundo orden. Líneas negras: límite del valle axial. Líneas rojas: cadenas de volcanes del valle axial.

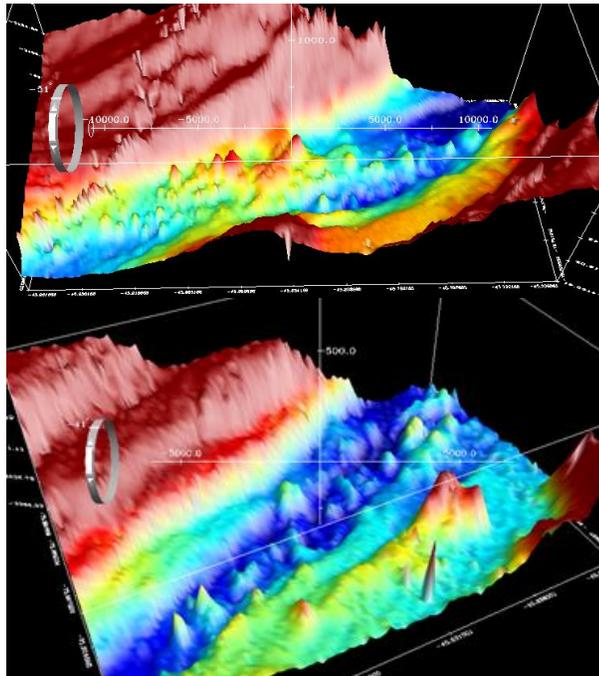
De los tres segmentos del grupo G2, el primero tiene un rumbo de  $\sim 346^\circ$ , al igual que el tercero; y el segundo tiene un rumbo de  $\sim 340,5^\circ$ . Tanto el primer como el tercer segmento están descentrados respecto al eje de la dorsal, estando el primero apegado a la pared este y el segundo a la pared oeste.



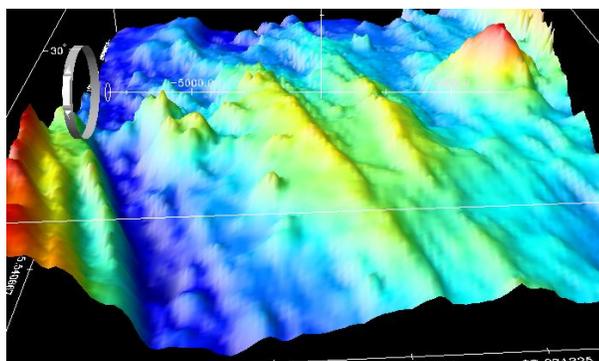
**Figura 40.** Discontinuidad de tercer orden en el valle axial de DC3. A) Vista desde el NWW y B) vista desde el SEE.

## Discontinuidades de 4<sup>to</sup> orden

Tanto en el segmento DC2, como en DC3 se observan muchas brechas entre volcanes, presentes en casi todas las cadenas de volcanes (Figura 41), que se pueden interpretar como discontinuidades de 4<sup>o</sup> orden. En DC1 no se aprecia ninguna discontinuidad de cuarto orden (Figura 42). Esto no descarta que en realidad sí existan discontinuidades, sino que puede ser que se requiera una batimetría de mayor resolución para encontrarlas. Con la información disponible en este trabajo, *a priori*, se puede decir que no hay discontinuidades de cuarto orden en este segmento.



**Figura 41.** Discontinuidades de 4<sup>o</sup> orden en las cadenas volcánicas de DC2 (arriba) y DC3 (abajo). Vista desde el Este (arriba) y desde el SEE (abajo).



**Figura 42.** Volcanes centrales en el valle axial del segmento DC1 de la dorsal de Chile. Vista desde el Norte.

**Tabla 14.** Comparación de características de las discontinuidades presentes en los diversos tipos de dorsales descritos por Macdonald (1982) respecto de la zona de estudio de la dorsal de Chile.

Criterio	Lenta	Intermedia	Rápida	Dorsal de Chile
Zona de Fractura				
-Valles	Pronunciados	Con cuencas y ridges marcando zonas de intrusión y extensión	Extensos y complejos	Simple, con tres ridges traslapados ente sí en DC1
-Ancho	Angosta (<1km)	Mas ancho que lentas,	Decenas a más de 100 km	3,5 a 5,9 km
-Cantidad de zonas de desplazamiento*	1	1 o más	Varias	1
Disc. 2° orden	Curva que rompe con la linealidad del valle (desplazamiento de 5 a 30 km)	Sin Información	Largos solapamientos del centro de expansión (desfasa dorsal 3-30 km)	Curva que desplaza 4,5 km el valle en DC2
Disc. 3° orden	Brecha entre cadenas de volcanes	Sin Información	Pequeños solapamientos del centro de propagación (desfase 0,5 a 5 km)	Brechas entre cadenas de volcanes en DC2 y DC3 y un pequeño solapamiento en DC3
Disc. 4to orden	Pequeña brecha en una cadena de volcanes	Sin Información	Pequeña desviación en la linealidad axial (DEVAL)	Pequeñas brechas en las cadenas de volcanes

\* En el valle de una zona de fractura se pueden encontrar más de una zona de desplazamiento

## DISCUSIÓN

### **Zona geográfica de estudio en relación a disponibilidad de datos**

El análisis realizado a la dorsal de Chile en este trabajo fue limitado a solamente los tres segmentos adyacentes a la Triple Unión de Taitao, uno de los cuales (DC1) se encontraba incompleto, debido a la falta de datos batimétricos en este sitio. Es por esto que las descripciones y comparaciones realizadas en este trabajo no son representativas de la dorsal de Chile en su totalidad, ya que podrían o no ser similares a las presentes en la dorsal completa.

### **Velocidades de expansión**

Aun cuando la mayoría de las velocidades de expansión calculadas con los modelos disponibles en el sitio en Internet de UNAVCO (UNAVCO, 2018) fluctúan entre 47 y 50 mm\*año<sup>-1</sup>, lo cual concordaría con una dorsal de expansión lenta (Macdonald, 1982), hay datos entre 43,38 mm\*año<sup>-1</sup> y 60,68 mm\*año<sup>-1</sup>. A su vez, los modelos que entregaron las tres velocidades de expansión más bajas, son también tres de los modelos más recientemente desarrollados (2009, 2014 y 2016) y -supuestamente- más confiables.

Macdonald (1982) describió la dorsal de Chile como una dorsal de expansión intermedia; pero es por lo anteriormente descrito que no se puede corroborar que la dorsal de Chile se pueda clasificar en esa categoría. Tampoco se puede inequívocamente clasificar como dorsal lenta, como muestra la moda de las velocidades calculadas. Pero, según lo deducido de los datos, los segmentos estudiados de la dorsal poseen una velocidad de expansión muy cercana, e inferior, al límite de velocidad entre una dorsal lenta y una dorsal intermedia, es decir, a una tasa de expansión de 50 mm\*año<sup>-1</sup>

El hecho de que la tasa de expansión sea inferior a los  $50 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ , siendo que esta antes se clasificó como intermedia, podría explicarse también por una disminución en la tasa de expansión en el tiempo, a escala geológica; como lo han propuesto varios autores. Tanto Cande *et al.* (1987) como DeMets *et al.* (2010) y Tebbens *et al.* (1997) han observado cambios en la tasa de expansión media de la dorsal de Chile. Cande *et al.* (1987) observaron, con datos de anomalías magnéticas de la misma zona de estudio que en el presente trabajo, una disminución en la tasa de expansión de la dorsal de Chile, pasando de ser una dorsal de expansión rápida ( $100 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ ) antes de 6 Ma, a una dorsal intermedia entre los 6 y 3 Ma ( $68 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ ) y a unos  $60 \text{ mm/año}$  desde los 3Ma. Tanto Tebbens *et al.* (1997) como DeMets *et al.* (2010), en sus estudios de la dorsal de Chile, observaron una disminución de la tasa de expansión en el tiempo, llegando a una velocidad de  $53 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$  en los tiempos de sus estudios.

### **Valles Axiales**

Algunos autores (Villanueva *et al.*, 1997; Blackman *et al.*, 2012) han reportado un patrón de rotación a favor del reloj de los volcanes centrales del segmento DC2. No obstante, analizando el segmento como una discontinuidad de segundo orden en un valle de dorsal de expansión lenta, donde la dorsal fue desplazada en una curva que rompe con la linealidad (Macdonald & Fox, 1990), en realidad el rumbo del valle no es de  $\sim 334,5^\circ$ , como se aprecia a primera vista, sino que es de  $346^\circ$ , con un desfase hacia el este entre los  $-45,71^\circ\text{S}$  y los  $-45,75^\circ\text{S}$ . Y las cadenas volcánicas del G2 no son continuas, sino que tienen una discontinuidad de 3er orden, en forma de escalones, en los  $45,80^\circ\text{S}$  y  $45,86^\circ\text{S}$ , por lo cual su rumbo no es de  $\sim 353^\circ$ , sino que son tres segmentos con rumbos aproximados de  $346^\circ$ ,  $340,5^\circ$  y  $346^\circ$ . Por ello, en su mayoría están alineados con el valle, pero, descentrados. El grupo G1 también está alineado con el valle, pero este sí está centrado.

Macdonald (1982) describió que las dorsales lentas poseen volcanes centrales paralelos al eje de expansión, lo cual no concuerda en su totalidad con la dorsal de Chile, ya que uno de los volcanes centrales del segmento DC2 posee una pequeña rotación en contra

del reloj (de menos de  $6^\circ$ ) y la mitad de los segmentos no están centrados. Pero, Searle (2013) describe que en las dorsales lentas usualmente hay una cadena de volcanes por cada segmento de dorsal. Sin embargo, ocasionalmente, hay varias cadenas independientes en el mismo segmento, no necesariamente alineadas al valle axial.

### **Rugosidad**

La rugosidad del área de estudio de la dorsal de Chile es menor que la presente en la dorsal Mesoatlántica (latitud  $\sim 31,8^\circ\text{N}$ ), de expansión lenta, con una velocidad de  $22 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$  (Bird, 2003) y es mayor a la rugosidad presente en la dorsal Juan de Fuca (latitud  $\sim 41,6^\circ\text{N}$ ), que es de expansión intermedia, con una velocidad de  $55,6 \text{ mm}\cdot\text{año}^{-1}$  (Bird, 2003). Por esta razón, no se puede decir que concuerde con velocidad lenta, ni intermedia; sino que, al parecer, nuevamente está en un punto cercano al límite entre ambos tipos de dorsales.

### **Vulcanismo alejado del eje**

En los segmentos estudiados de la dorsal de Chile se encontró vulcanismo (montes submarinos) entre los 5 y 78 km lejos del eje, lo cual concuerda, en parte, con lo descrito para las dorsales de expansión lentas, para las cuales se describe que poseen vulcanismo entre los 5 y 20 km medidos desde el eje (Macdonald, 1977; Atwater, 1979).

### **Comparación con Macdonald (1982)**

El ancho de la dorsal de Chile, en el área de estudio, oscila entre 600 y 1.260 km, lo cual no concuerda con lo descrito por Kusky (2005) para ningún tipo de dorsal. Aun así, las dorsales lentas son menos anchas que las rápidas, por lo cual la dorsal de Chile tiene mayor parecido con las dorsales lentas. La altura de la dorsal de Chile en la proximidad de la

Triple Unión de Taitao, respecto al fondo marino adyacente, es de entre 1,4 y 1,8 km, lo cual coincide con lo descrito para las dorsales de expansión lenta (Kusky, 2005).

Los segmentos estudiados de la dorsal de Chile presentan un valle axial de 0,8 a 1,4 km de profundidad respecto de la cresta. En la literatura las dorsales lentas se describen con una profundidad de entre 1,5 a 3 km (Macdonald, 1982), de “unos pocos kilómetros” (Macdonald & Fox, 1990) y entre 1 y 2 km (Searle, 2013). Macdonald (1982) describe las dorsales intermedias con una profundidad de 50 a 200 m; por lo cual lo registrado en la zona de estudio de la dorsal de Chile concuerda en mayor manera con la descripción de las dorsales lentas. La profundidad del segmento DC2 es mayor a la de los otros dos segmentos estudiados, llegando casi a la profundidad del fondo marino adyacente, esto puede deberse a un menor suministro de magma (Blackman *et al.*, 2012).

El ancho del valle axial de los 3 segmentos de la dorsal de Chile varía desde 4 a 12 km, lo cual no concuerda con la descripción de la literatura para las dorsales de expansión lenta, que son de 15 a 30 kilómetros, según Searle (2013); y de 20 a 30, según Macdonald & Fox (1990). Sin embargo, tampoco concuerda en su mayoría con lo descrito para las dorsales intermedias, que son de 1 a 5 km de ancho (Perfit & Chadwick, 1998), a excepción del segmento DC2, de un ancho de entre 3,1 y 7,0 km, que parece concordar, en parte, con la descripción de una dorsal intermedia.

Los volcanes centrales encontrados en la zona de estudio de la dorsal de Chile tienen variadas estructuras morfológicas y se encuentran en grupos intermitentes, con largos desde 4,1 km hasta 35,3 km. Esto concuerda con lo descrito para las dorsales lentas, donde usualmente hay una cadena de volcanes en cada segmento de dorsal, tendiendo a extenderse hasta el largo del segmento; pero, ocasionalmente, hay una sola corta cadena y, a veces, hay varias cadenas independientes en el mismo segmento (Macdonald, 1982; Searle, 2013).

El ancho de los volcanes de los segmentos de la dorsal de Chile es de entre 1,2 y 3,2 km en los segmentos DC2 y DC3; y de 8,0 km, en el segmento DC1. Lo anterior puede concordar con la descripción de cualquiera de las categorías de dorsales, ya que para las dorsales rápidas, los volcanes son de 5 a 20 km (Macdonald & Fox, 1990) o pocos kilómetros (Searle, 2013); en las intermedias, son de unos pocos km (de 0,2 a 2 km según Fowler 2005); y entre 2 y 12 km, en los volcanes de las dorsales de expansión lentas. Aun cuando no se puede clasificar rigurosamente en ninguna de las dorsales, tal parece que coincidiría más con dorsales lentas e intermedias, que con dorsales rápidas.

En los segmentos de la dorsal de Chile, la altura de los volcanes centrales es de entre 150 y 440 m, lo cual concuerda tanto con lo descrito para dorsales rápidas, como para dorsales lentas y no concuerda con lo descrito para las dorsales intermedias, que poseen volcanes de hasta máximo 50 m de alto (Macdonald, 1982). Macdonald & Fox (1990) describe las dorsales lentas conteniendo una cadena volcánica de varios cientos de metros de altura, lo cual concuerda parcialmente con lo estudiado de la dorsal de Chile. Searle (2013) las describe como de pocos cientos de metros de alto, lo cual concuerda mejor con la descripción de la zona de estudio de la dorsal de Chile. Por otro lado, Fowler (2005) describe los volcanes centrales de las dorsales de expansión lenta como volcanes de pocos cientos de metros de altura.

## **Comparación de discontinuidades**

### **Discontinuidades de 1<sup>er</sup> orden**

Las zonas de fractura que desfasan la dorsal de Chile en el área de estudio (ZF1 y ZF2) tienen un ancho promedio de 3,5 km y 5,9 km, lo cual concuerda con lo descrito para las dorsales intermedias (Searle, 2013). La mayor parte de ambas zonas de fractura se caracterizan por un valle simple, sin *ridges* ni cuencas, a excepción de las cuencas nodales; esto concuerda con lo esperado para una dorsal de expansión lenta. Pero, la existencia de la dorsal presente en el valle de la ZF1, en el sector adyacente al valle axial de DC1, es una

estructura característica de una dorsal intermedia (Searle, 2013). Es por esto que, en este aspecto, la dorsal de Chile puede concordar más con una dorsal intermedia, o con un punto medio entre dorsal lenta e intermedia (Searle, 2013). De todos modos, en algunos sectores de algunas dorsales lentas, hay evidencia de erupciones volcánicas a lo largo de las zonas de fractura, tanto dentro de las zonas de fractura, como a lo largo de los bordes de los valles axiales (Perfit & Chadwick, 1998), por lo cual este aspecto no es exclusivo de dorsales de expansión lenta.

### **Discontinuidades de 2<sup>do</sup> orden**

En las dos zonas de fractura de la zona de estudio se pueden observar cuencas nodales, en donde estas se contactan con los valles axiales. Esto concuerda con lo esperado para una dorsal de expansión lenta (Searle, 2013). Estas cuencas se producen en las dorsales lentas como resultado del flujo del viscoso manto y el estrés de la placa generado en el lugar de contacto entre la zona neovolcánica de la dorsal y la zona de fractura (Blackman *et al.*, 2012).

La curvatura que rompe con la linealidad del valle axial del segmento DC2 lo desplaza 4,5 km hacia el este entre los 45,71°S y los 45,75°S, lo cual concuerda con lo planteado para discontinuidades de segundo orden de las dorsales lentas (Macdonald & Fox, 1990; Searle, 2013).

### **Discontinuidades de 3<sup>er</sup> orden**

Se observa una discontinuidad de tercer orden en la cadena de volcanes G2 del segmento DC2. Estos volcanes son, en realidad, tres cadenas de volcanes desfasadas por dos brechas hacia el oeste alrededor de los 45,80°S y los 45,86°S. Esto concuerda con lo esperado para dorsales de velocidad lenta (Macdonald & Fox, 1990; Searle, 2013). En las cadenas de volcanes centrales del segmento DC3 se observa un pequeño traslape de 0,77 km en las cadenas de volcanes. Respecto de las discontinuidades, Macdonald & Fox (1990)

y Searle (2013) solamente describen explícitamente las dorsales lentas y las rápidas, pero no explícitamente las dorsales intermedias. Entonces, es razonable suponer que, el comportamiento de las discontinuidades de tercer orden de las dorsales intermedias debiera estar a medio camino entre los comportamientos de las dorsales rápidas y lentas. Por ello, en las dorsales intermedias se debieran poder encontrar tanto desfases, como traslapes en las cadenas de volcanes del valle axial. Es por esto que, en el área de estudio, en cuanto a las discontinuidades de tercer orden, se podría decir que la dorsal de Chile concuerda con una dorsal intermedia.

### **Discontinuidades de 4<sup>to</sup> orden**

En los valles axiales de los segmentos DC2 y DC3 se observan muchas brechas en todas las cadenas de volcanes, lo cual concuerda con lo esperado para una dorsal lenta (Macdonald & Fox, 1990; Searle, 2013). En DC1 no se observa ninguna discontinuidad de cuarto orden, pero se requeriría mayor resolución de los datos batimétricos para asegurar que estas no existen.

Si bien es cierto que existe una serie de dorsales que se clasifican como lentas, hay una variedad de morfologías axiales que probablemente se relacionan a las diferencias de suministro de magma. A veces, a las mismas velocidades de expansión hay dorsales que concuerdan con las morfologías de dorsales lentas; pero hay otras que concuerdan con las morfologías de dorsales intermedias (Perfit & Chadwick, 1998). Cande *et al.* (1987) afirma que el valle axial de la dorsal de Chile es similar al de la dorsal Mesoatlántica, aun cuando, según Macdonald (1982) la dorsal de Chile es de expansión intermedia y la Mesoatlántica lenta.

Por otro lado, existe la posibilidad de que los tres segmentos de la dorsal de Chile analizados, al estar próximos a la zona de subducción de las placas de Nazca y Antártica, posean un comportamiento diferente al resto de los segmentos de la dorsal de Chile. Para

comprobar esto habría que hacer un análisis similar a este en otros sectores de la dorsal de Chile.

**Tabla 15.** Tabla resumen de la concordancia de las características de los tres segmentos analizados de la dorsal de Chile con las descripciones de dorsales lentas e intermedias.

Criterio	Lenta	Intermedia
Velocidad de expansión (modelos)	X	
Rugosidad de la dorsal		X*
Vulcanismo alejado del eje	X	
Ancho de la dorsal	X	
Alto de la dorsal	X	
Profundidad valle axial	X	
Ancho valle axial		X
Continuidad volcanes centrales	X	
Alto volcanes centrales	X	
Ancho volcanes centrales		X*
Ancho ZF		X
Valles de ZF (estructura)		X
Existencia de cuencas nodales	X	
Discontinuidad 2 <sup>do</sup> orden	X	
Discontinuidad 3 <sup>er</sup> orden		X
Discontinuidad 4 <sup>to</sup> orden	X	

\* Estos criterios concuerdan tanto con dorsales lentas, como intermedias.

## CONCLUSIONES

En este trabajo no se logró corroborar a través de análisis geomorfológico que la dorsal de Chile concuerda con la descripción de una dorsal de expansión intermedia. Pero es importante tener en cuenta que en este trabajo, solo se estudiaron tres segmentos de la dorsal de Chile, por lo cual, nada asegura que el resto de la dorsal de Chile posea las mismas características que la zona de estudio.

El análisis de los datos de velocidad de expansión entregados por los modelos de movimientos de placa, mostró que, si bien en un pasado la velocidad de expansión era mayor a  $50 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ , al parecer en la actualidad, al menos en la zona de estudio, esta tasa tiene algún valor cercano e inferior a  $50 \text{ mm} \cdot \text{año}^{-1}$ , por lo cual esta sería de expansión lenta.

Al estudiar las características geomorfológicas del área de estudio la mayoría de las características estudiadas (el vulcanismo alejado del eje, el ancho y alto de la dorsal, la profundidad del valle axial, la altura de los volcanes centrales y la continuidad estos) concuerdan con lo esperado para una dorsal lenta, algunas podrían concordar tanto con lo esperado para dorsal lenta e intermedia, y solo una característica (el ancho del valle axial) concuerda con lo esperado para una dorsal intermedia.

Las discontinuidades de la dorsal de Chile, en la zona de estudio, también poseen algunas características que concuerdan con lo que se espera encontrar en una dorsal intermedia, así como el ancho y la estructura del valle de la zona de fractura y las discontinuidades de tercer orden; y otras características que concuerdan con lo típico de una dorsal lenta, así como la existencia de cuencas nodales, las discontinuidades de segundo orden y las discontinuidades de cuarto orden.

Sin embargo, aun cuando algunas de las características concuerdan con las de las dorsales intermedias o lentas, no se puede asegurar que estos comportamientos sean

exclusivos de esos tipos de dorsales; ya que, existen casos en que algunas dorsales de velocidad de expansión lenta conocida, tienen características que concuerdan con dorsales intermedias; y dorsales de velocidad intermedia, con características que concuerdan con dorsales lentas, tanto en morfologías de las dorsales, como de las discontinuidades. Esto dado que, las descripciones de las rasgos geomorfológicos de las tres categorías de dorsales (velocidad de expansión lenta, intermedia y rápida) son generalizaciones de lo que es más típico en cada caso particular, es decir, es lo más común encontrado en dorsales de velocidad de expansión conocidas y estudiadas, pero no es una regla absoluta.

Es por todo lo antes descrito que, aun cuando pareciera que, según los segmentos estudiados, la dorsal de Chile es de expansión lenta, cercana al límite superior ( $50\text{mm}\cdot\text{año}^{-1}$ ), no se puede aseverar que esto sea así. Sin embargo, sí es cuestionable y se puede considerar no válido, en la actualidad, que la dorsal de Chile sea de expansión intermedia, como la describió Macdonald (1982).

Otra conclusión que se puede extraer, externa al tema en discusión de este trabajo, es que, a diferencia de lo descrito en la literatura, los volcanes del segmento DC2 de la dorsal no poseen una rotación a favor del reloj, sino que, entendiendo que en este segmento de dorsal ha ocurrido una desviación del eje, y que ocurren discontinuidades de tercer orden, como desfases en los volcanes centrales, la mayoría de las cadenas de volcanes centrales están con el mismo rumbo que el eje de la dorsal, obviando la desviación del eje, pero descentradas, a excepción de una de las cadenas de volcanes que posee una pequeña rotación en contra del reloj (menor a  $6^\circ$ ).

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

**Altamimi, Z., P. Sillard & C. Boucher. 2002.** ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *J. Geophys. Res.*, 107 (B10): 2214.

**Altamimi, Z., L. Métivier & X. Collilieux, 2012.** ITRF2008 plate motion model. *J. Geophys. Res.*, 117 (B7). Doi:10.1029/2011JB008930.

**Altamimi, Z., P. Rebischung, L. Métivier, & X. Collilieux. 2016.** ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *J. Geophys. Res.*, 121: 6109-6131.

**Argus, D.F. & R.G. Gordon. 1991.** No-net-rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophys. Res. Lett.* 18: 2039-2042.

**Argus, D.F., R.G. Gordon, M.B. Heflin, C. Ma, R.J. Eanes, P. Willis, W.R. Peltier, & S.E. Owen. 2010.** The angular velocities of the plates and the velocity of the Earth's centre from space geodesy, *Geophys. J. Int.*, 18: 1-48.

**Argus, D.F., R.G. Gordon, and C.DeMets. 2011.** Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, No. 11, 13 pp.

**Atwater, T. M. 1979.** Constraints from the FAMOUS area concerning the structure of the oceanic section. In *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Ocean Crust*, ed. M. Talwani, C. G. Harrison, D. E. Hayes. *Am. Geophys. Union*, 2:33-42.

**Behrmann, J. H., S. D. Lewis, S. C. Cande & ODP Leg 141 Scientific Party. 1994.** Tectonics and geology of spreading ridge subduction at the Chile Triple Junction: a synthesis of results from Leg 141 of the Ocean Drilling Program. *Geol. Rundsch.*, 83: 832-852.

**Behrmann, J. & A. Kopf. 2001.** Balance of tectonically accreted and subducted sediment at the Chile Triple Junction, *International Journal Earth Science. Geol. Rundsch.*, 90: 753-768.

**Bird, P. 2003.** An updated digital model of plate boundaries. University of California, California. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, vol. 4, no. 3. pp 52.

**Blackman, D.K., B. Appelgate, C.R. German, A.R. Thurber & A.S. Henig. 2012.** Axial morphology along the Southern Chile Rise. *Marine Geology* s 315-318: 58-63

**Cande, S. C. & R. B. Leslie. 1986.** Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *J. Geophys. Res.* 91: 471-496.

**Cande, S., R. B. Leslie, J. C. Parra & M. Hobart. 1987.** Interaction between the Chile Rise and Chile Trench: geophysical and geothermal evidence. *J. Geophys. Res. B* 92: 495–520.

**Chen, Y. & W. J. Morgan. 1990a.** A nonlinear rheology model for mid-ocean ridge axis topography. *J. Geophys. Res.*, 95: 17583–17604.

**Chen, Y. & W. J. Morgan. 1990b.** Rift valley/no rift valley transition at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.*, 95: 17571–17581.

**DeMets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, & S. Stein. 1994.** Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21: 2191-2194.

**DeMets, C., R. G. Gordon & D. F. Argus. 2010.** Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181: 1–80.

**Drewes, H. 1998.** Combination of VLBI, SLR, and GPS determined station velocities for actual plate kinematic and crustal deformation models. In: Forsberg R., Feissel M., Dietrich R. (eds). *Geodesy on the move. IAG Symposia*. Springer, Berlin, Heidelberg. 119: 377-382.

**Drewes, H., & D. Angermann. 2001.** The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model 2000 (APKIM2000) as a Geodetic Reference System, IAG 2001 Scientific Assembly, Budapest, 2-8 Sept 2001 (poster).

**Drewes, H. 2009.** The Actual Plate Kinematic and Crustal Deformation Model APKIM2005 as basis for a non-rotating ITRF In: H. Drewes (Ed.), *Geodetic Reference Frames, IAG Symposia*, Springer, Berlin, Heidelberg. 134: 95-99.

**Fossen, H. 2010.** *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge UK, pp 435-436.

**Fowler, C. M. R. 2005.** *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge UK, pp. 391-493.

**Fox, P. J. & D. G. Gallo. 1984.** A tectonic model for ridge–transform–ridge plate boundaries: Implications for the structure of oceanic lithosphere. *Tectonophysics*, 104: 205–242.

**Goud, H. R & J. A. Karson. 1986.** Tectonics of short-offset, slow slipping transform zones in the FAMOUS area, Mid-Atlantic Ridge. *Mar. Geophys. Res.*, 7: 489–514.

**Gripp, A.E., & R.G. Gordon. 1990.** Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophys. Res. Lett.*, 17: 1109-1112.

**Gripp, A.E., & R.G. Gordon. 2002.** Young tracks of hotspots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.*, 150: 321-361.

**Kappel, E. S. & W. B. F. Ryan. 1986.** Volcanic episodicity and a non-steady state rift valley along northeast Pacific Spreading Centers: evidence from Sea MARC I. *J. Geophys. Res. B* 91, 13: 925–13,940.

**Kremer, C., W.E. Holt, and A.J. Haines. 2003.** An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation. *Geophys. J. Int.*, 154: 8-34.

**Kremer, C., G. Blewitt, & E.C. Klein. 2014.** A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 15: 3849-3889.

**Kusky, T. M. 2005.** Encyclopedia of Earth Science. New York Academy of Sciences. pp 125-126

**Lonsdale, P. 1977.** Structural geomorphology of a fast-spreading rise crest: The East Pacific Rise near 3°25'S. *Mar. Geophys. Res.* 3: 251-293.

**Luis, J.F. 2007.** Mirone: a multi-purpose tool for exploring grid data. *Comp. Geosc.*, 33: 31-41.

**Macdonald, K. C., B. P. Luyendyk, J. D. Mudie & F. N. Spiess. 1975.** Near-bottom geophysical study of the Mid-Atlantic Ridge median valley near Lat. 37°N: Preliminary observations. *Geology*, 3: 211-215.

**Macdonald, K. C. 1977.** Near-bottom magnetic anomalies, asymmetric spreading, oblique spreading and tectonics of the Mid Atlantic Ridge near 37°N. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 541-55.

**Macdonald, K. C. & B. P. Luyendyk. 1977.** Deep-tow studies of the structure of the MidAtlantic Ridge crest near Lat. 37°N. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88: 621-636.

**Macdonald, K. C. 1982.** Mid-ocean ridges: Fine scale tectonic, volcanic and hydrothermal processes within the plate boundary zone. *Ann Rev Earth Planet Sci* 10: 155-189.

**Macdonald K. C. & Fox P. J. 1990.** The mid-ocean ridge. *Scientific American* 262: 72-79.

**Macdonald, K. C. 2001.** Mid-Ocean Ridge Tectonics, Volcanism, and Geomorphology. 2<sup>nd</sup> Edition. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. pp 852-866.

**Madsen, J. A., D. W. Forsyth & R. S. Detrick. 1984.** A new isostatic model for the East Pacific Rise Crest. *J. Geophys. Res.*, 89: 9997–10015.

**Marine Geoscience Data System, 2013.** GeoMapApp, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University, USA.

**McKenzie, D. P. & W. J. Morgan. 1969.** Evolution of triple Junction Nature. 224: 125-133.

**Morgan, W. J. 1968.** Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, 73: 1959–1982.

**Murdie, R. E., P. Styles, D. J. Prior & A. J. Daniel. 2000.** A new gravity map of southern Chile and its preliminary interpretation. *Revista geológica de Chile*, 27(1): 49-63.

**Needham, H. D. & I. Francheteau. 1974.** Some characteristics of the rift valley in the Atlantic Ocean near 36°48'N. *Earth Planet. Sci. Lett.* 22:29-43.

**Perfit M. R., & W. W. Chadwick. 1998.** Magmatism at Mid-Ocean Ridges: Constraints from Volcanological and Geochemical Investigations. In W. R. Buck, P. T. Delaney, J. A. Karson & Y. Lagabriele eds., *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*. Geophys. Monogr., vol 106. Washington, D.C.: Am. Geophys. Union, pp. 59-115.

**Plummer, C., D. Carlson & L. Hammersley. 2016.** *Physical Geology* 15<sup>th</sup> edition. Mc Graw Hill Education. New York. pp. 12-14.

**Poliakov, A. N. B. & W. R. Buck. 1998.** Mechanics of stretching elastic-plastic-viscous layers: applications to slow-spreading mid-ocean ridges. In *Faulting and Magmatism at Mid-Ocean Ridges*, ed. W. R. Buck, P. T. Delaney, J. A. Karson and Y. Lagabriele. Washington, D.C.: Am. Geophys. Union, pp. 305–323.

**Prawirodirdjo, L. & Y. Bock. 2004,** Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations. *J. Geophys. Res.*, 109 (B8). Doi:10.1029/2003JB002944.

**Searle, R. 2013.** *Mid-ocean ridges*. Cambridge University Press, Cambridge, 318 pp.

**Sella, G.F., T.H. Dixon, & A. Mao. 2002.** REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.*, 107 (B4): 2081.

**Small, C. & D. T. Sandwell. 1989.** An abrupt change in ridge-axis gravity with spreading rate. *J. Geophys. Res.*, 94, (B12): 17388–17392.

**Tapponnier, P. & J. Francheteau. 1978.** Necking of the lithosphere and the mechanics of slowly accreting plate boundaries. *J. Geophys. Res.*, 83: 3955– 3970.

**Tebbens, S.F., S.C. Cande, L. Kovacs, J.C. Parra, J.L. LaBrecque & H. Vergara. 1997.** The Chile Ridge: a tectonic framework. *J. Geophys. Res.* 102 (B6): 12,035–12,059.

**UNAVCO. 2018.** Plate Motion Calculator. [<https://www.unavco.org/software/geodetic-utilities/plate-motion-calculator/plate-motion-calculator.html>]. Revisado: 18-05-2018.

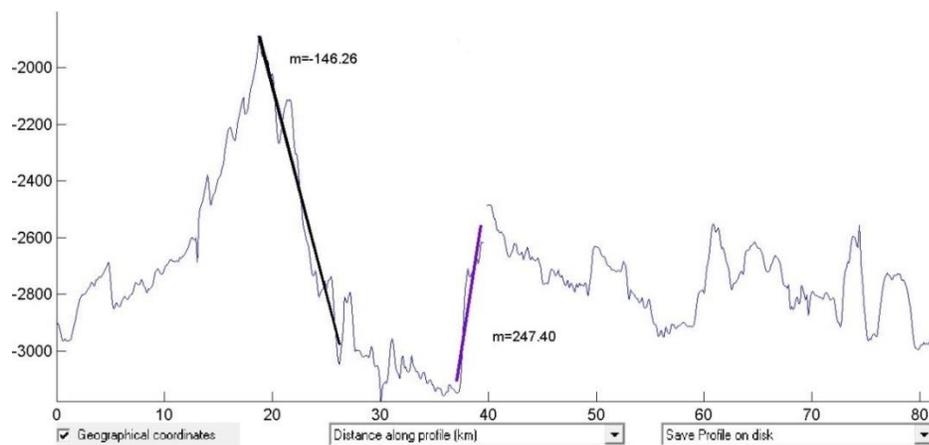
**Villanueva, G., M. Ravilly, J. Bourgois, Y. Lagabrielle & J. Dymant. 1997.** Seaward propagation of ridge-subduction induced deformation (Chile Triple Junction area): bathymetric and magnetic evidences. *Eos Transactions AGU 78 Fall Mtg Suppl*, p. 674.

**Wang, X. & J. R. Cochran. 1993.** Gravity anomalies, isostasy, and mantle flow at the East Pacific Rise crest. *J. Geophys. Res.*, 98: 19505–19532.

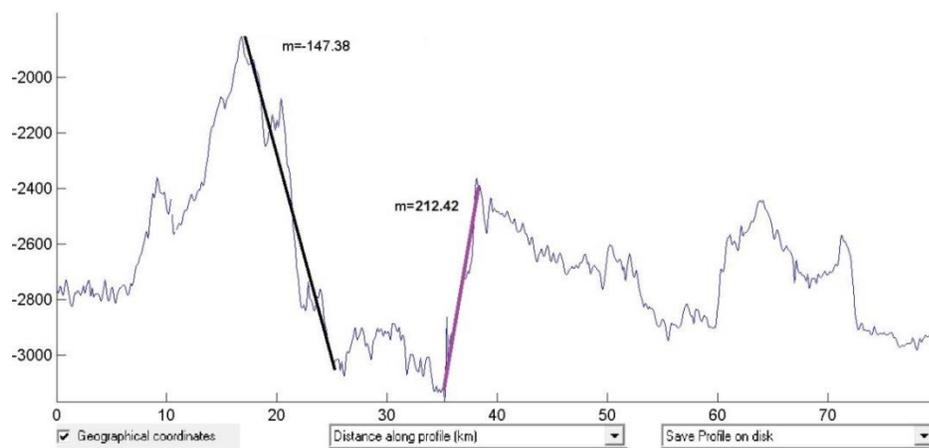
**Wessel P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis & F. Wobbe. 2018.** The Generic Mapping Tools. Technical Reference and Cookbook. [[http://gmt.soest.hawaii.edu/doc/5.4.3/GMT\\_Docs.html](http://gmt.soest.hawaii.edu/doc/5.4.3/GMT_Docs.html)] Revisado: 5-mayo-2018.

## ANEXO 1: Medición de pendientes de perfiles de los segmentos de estudio.

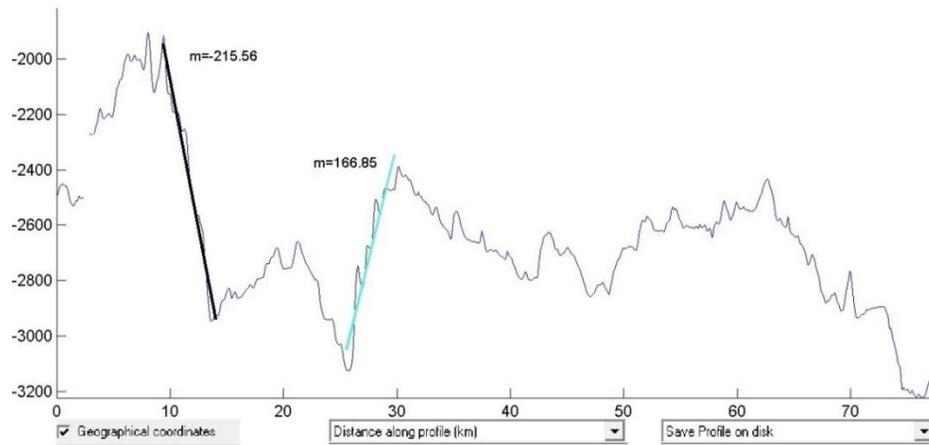
En algunos perfiles es claro dónde termina la pared y donde empieza el valle, pero en otras no se hace tan claro (como en las Figuras 14 y 15, Anexo 1), para lo cual véase Figura 21 del informe.



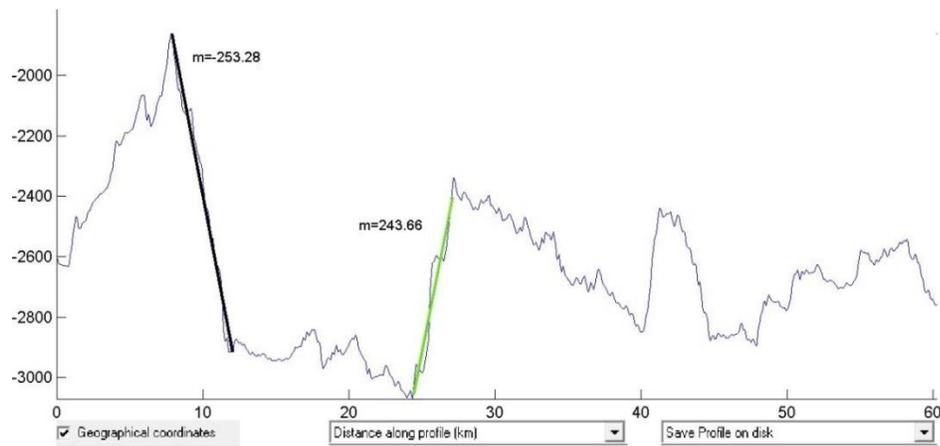
**Figura 1.** Perfil 1 (P1) del segmento DC1 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



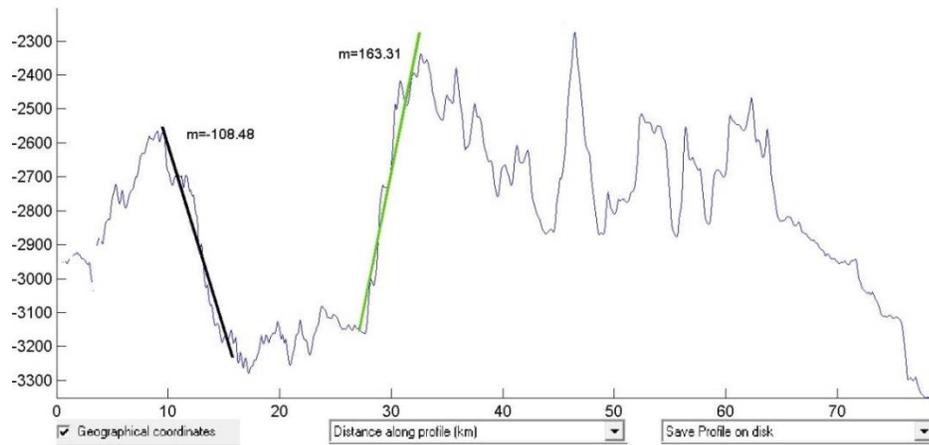
**Figura 2.** Perfil 2 (P2) del segmento DC1 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



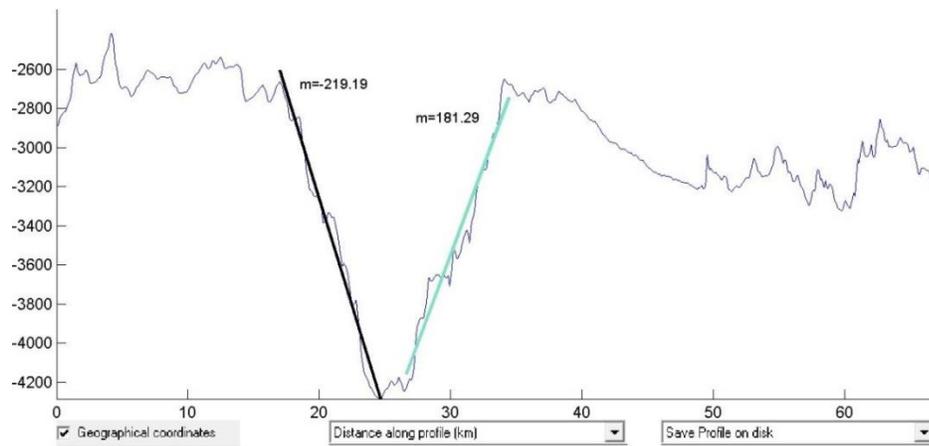
**Figura 3.** Perfil 3 (P3) del segmento DC1 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



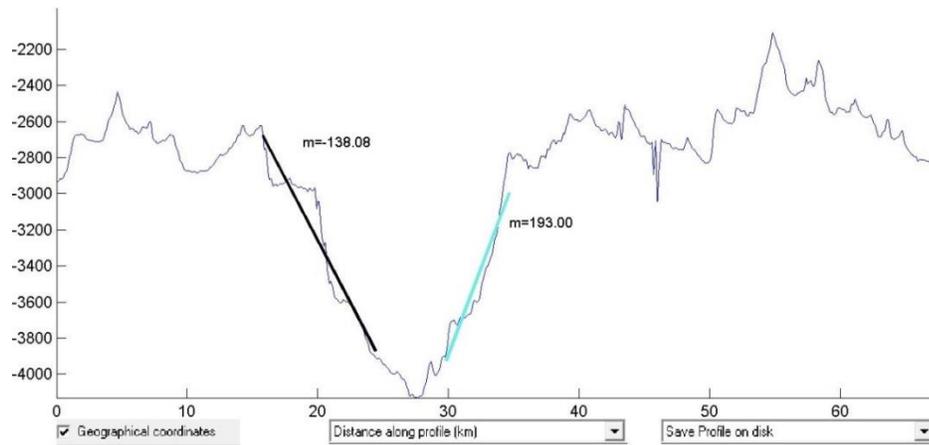
**Figura 4.** Perfil 4 (P4) del segmento DC1 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



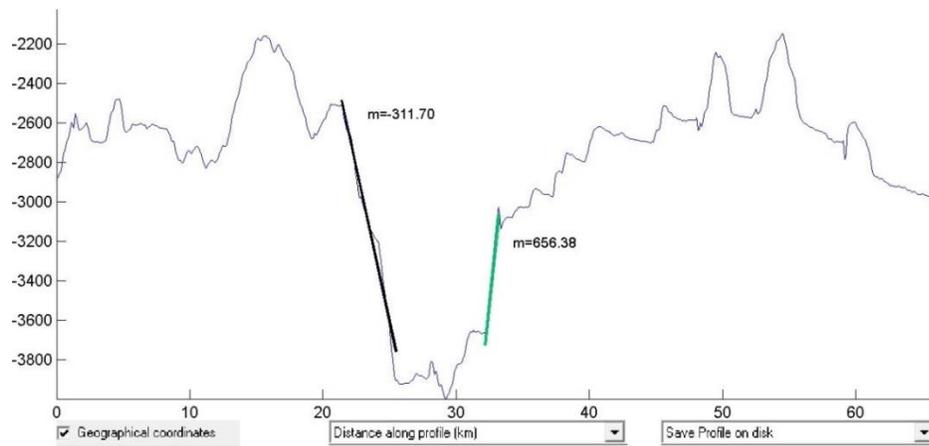
**Figura 5.** Perfil 5 (P5) del segmento DC1 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



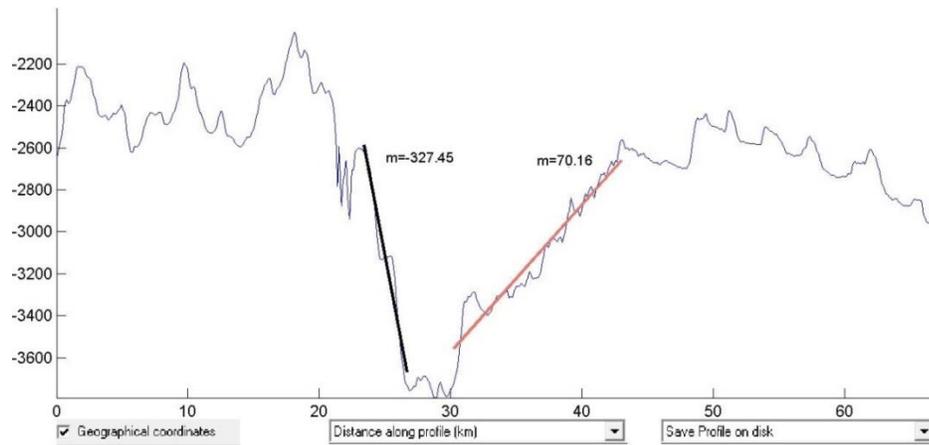
**Figura 6.** Perfil 1 (P1) del segmento DC2 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



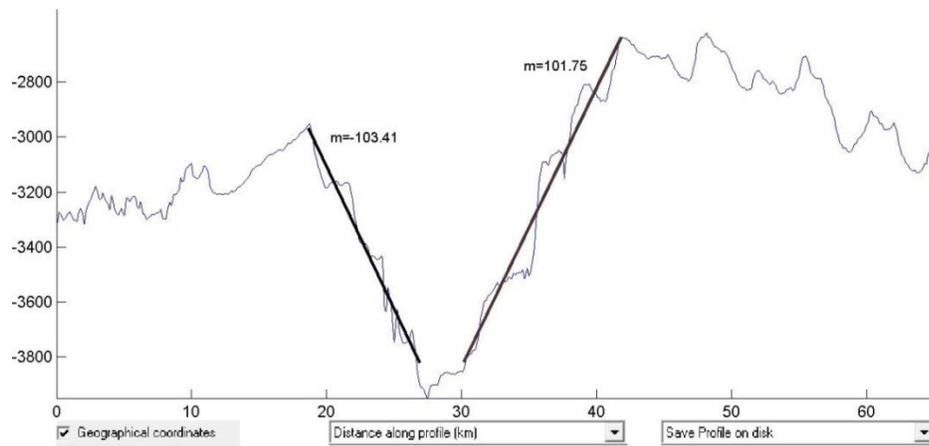
**Figura 7.** Perfil 2 (P2) del segmento DC2 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



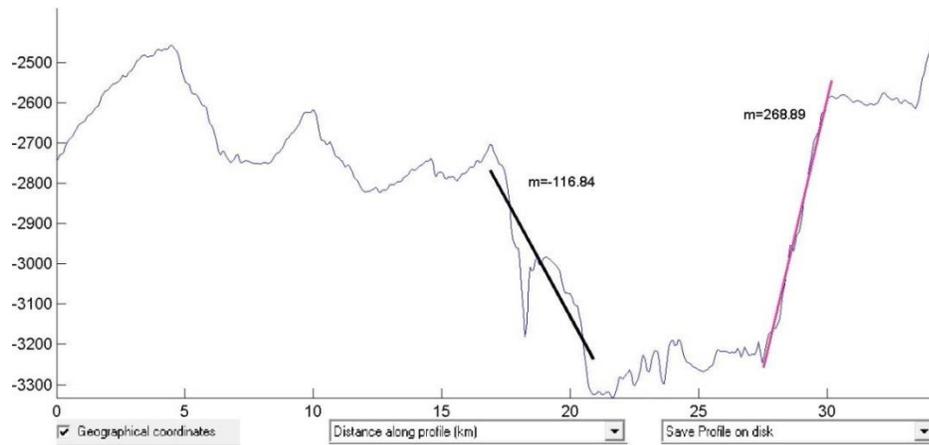
**Figura 8.** Perfil 3 (P3) del segmento DC2 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



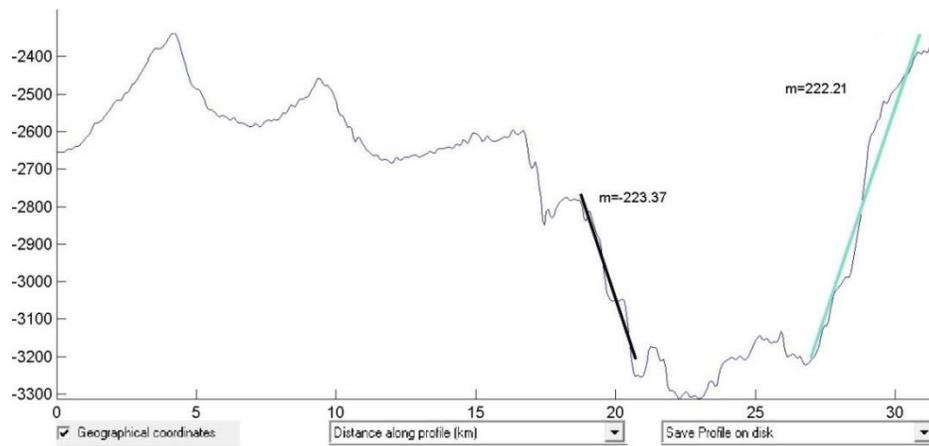
**Figura 9.** Perfil 4 (P4) del segmento DC2 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



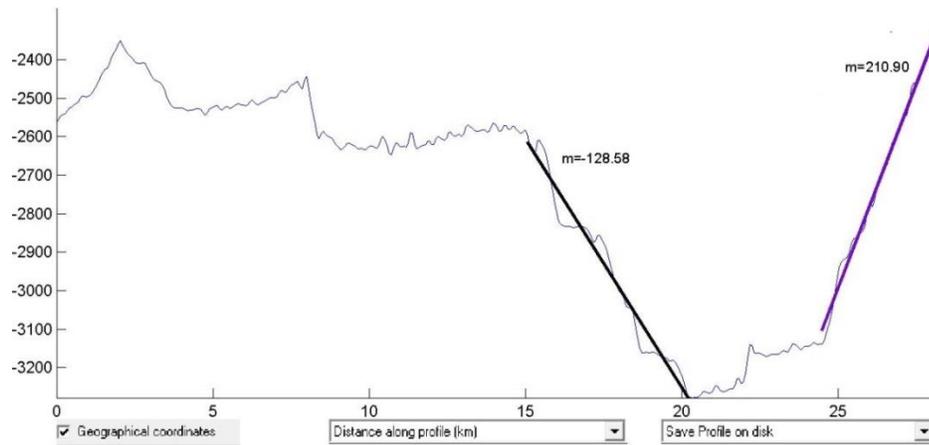
**Figura 10.** Perfil 5 (P5) del segmento DC2 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



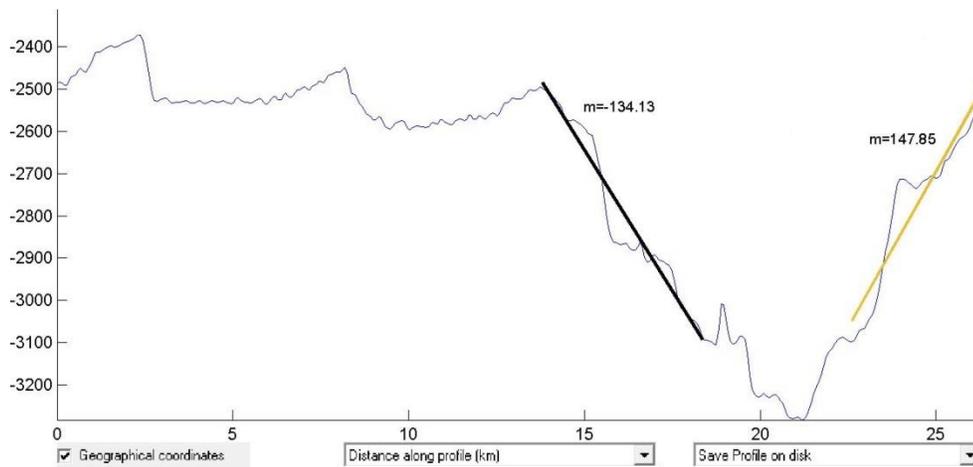
**Figura 11.** Perfil 1 (P1) del segmento DC3 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



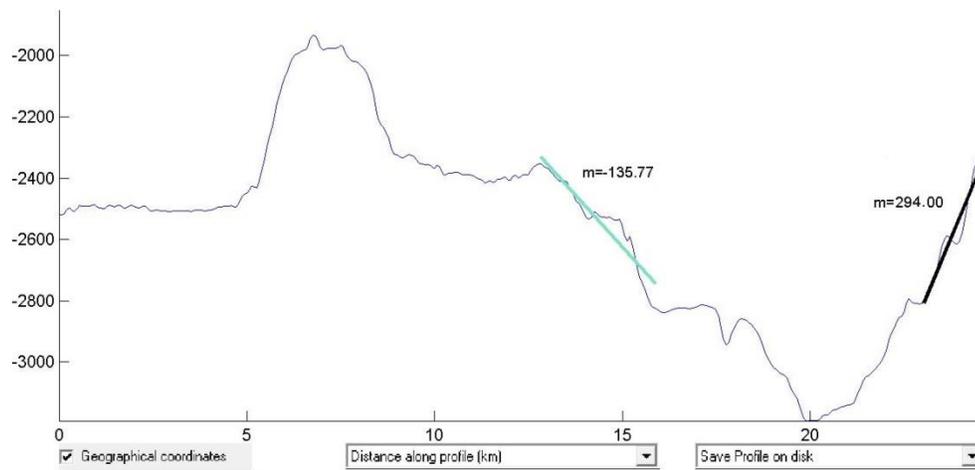
**Figura 12.** Perfil 2 (P2) del segmento DC3 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.



**Figura 13.** Perfil 3 (P3) del segmento DC3 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.

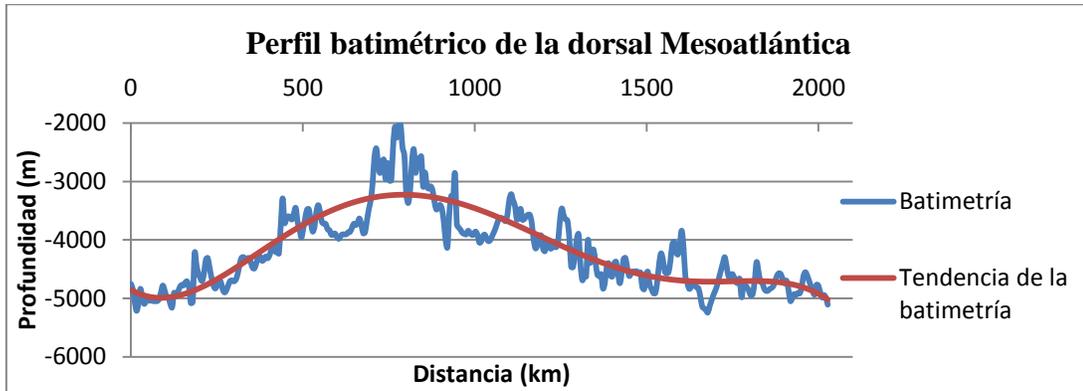


**Figura 14.** Perfil 4 (P4) del segmento DC3 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.

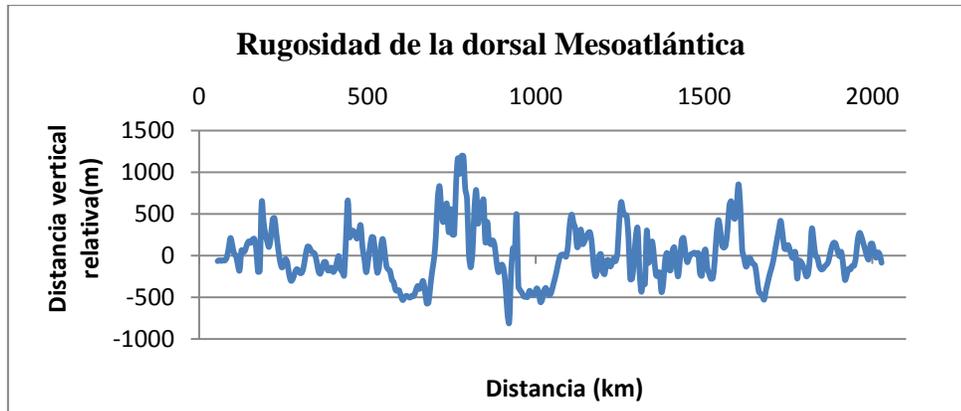


**Figura 15.** Perfil 5 (P5) del segmento DC3 de la dorsal de Chile. Los trazos rectos en color corresponden a la tendencia utilizada para calcular las pendientes de las paredes que limitan al valle axial.

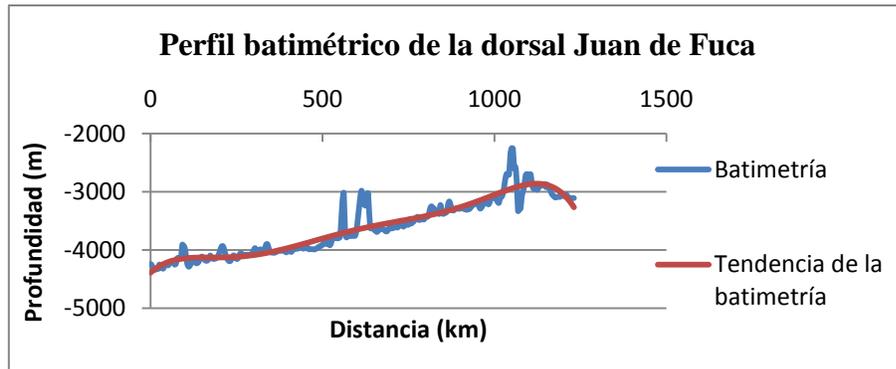
## ANEXO 2: Análisis de rugosidad



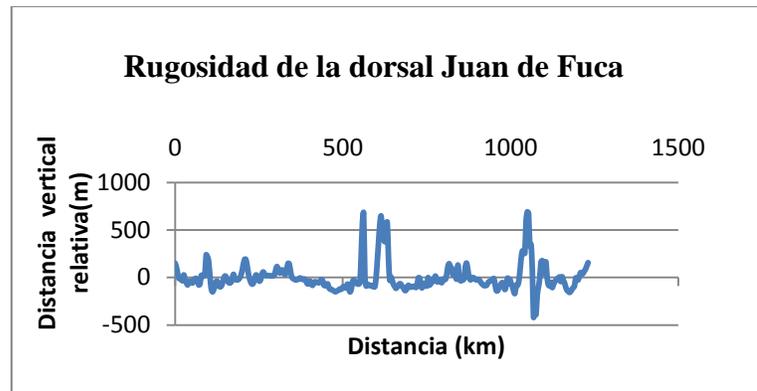
**Figura 1.** Batimetría (curva azul) y su tendencia (curva roja) a lo largo de un perfil extraído de la dorsal Mesoatlántica; ubicación geográfica en Figura 27 del informe.



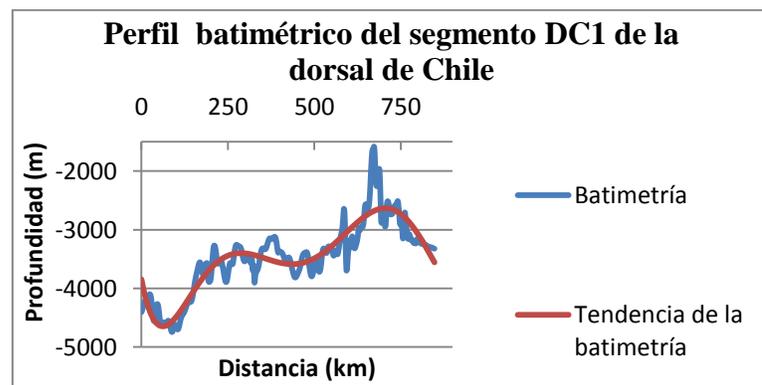
**Figura 2.** Perfil batimétrico de la Figura 1, al cual se le ha extraído su tendencia.



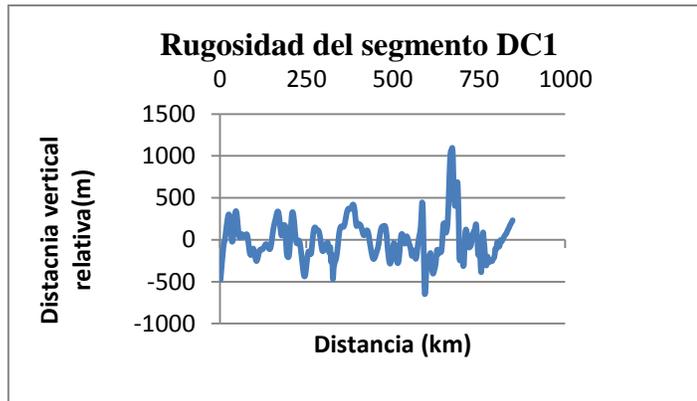
**Figura 3.** Batimetría (curva azul) y su tendencia (curva roja) a lo largo de un perfil extraído de la dorsal Juan de Fuca; ubicación geográfica en figura 27 del informe.



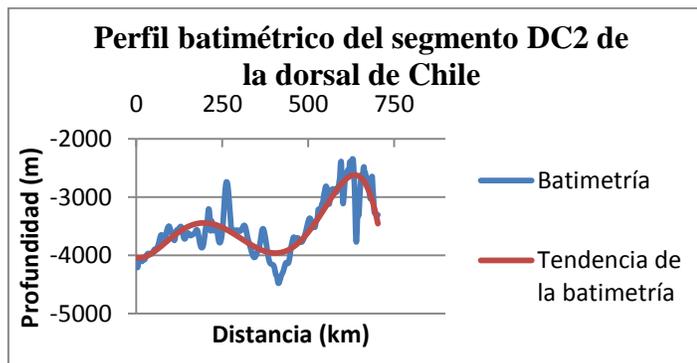
**Figura 4.** Perfil batimétrico de la Figura 3, al cual se le ha extraído su tendencia.



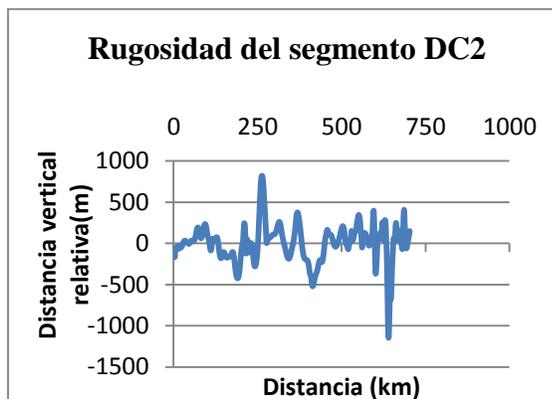
**Figura 5.** Batimetría (curva azul) y su tendencia (curva roja) a lo largo de un perfil extraído del segmento DC1 de la dorsal de Chile; ubicación geográfica en Figura 27 del informe.



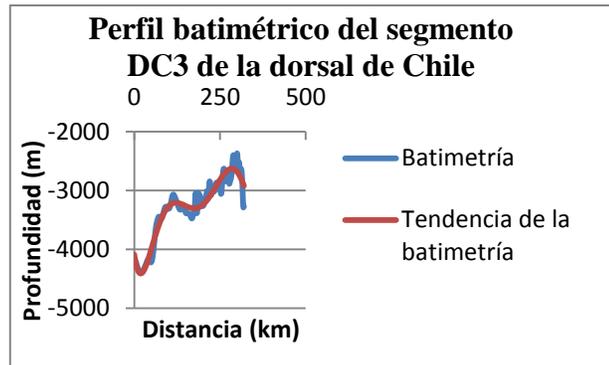
**Figura 6.** Perfil batimétrico de la Figura 5, al cual se le ha extraído su tendencia.



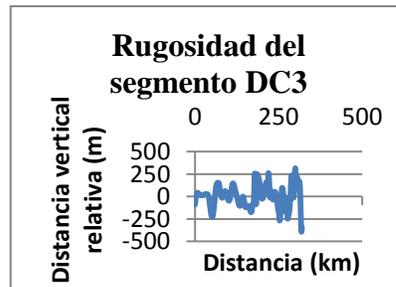
**Figura 7.** Batimetría (curva azul) y su tendencia (curva roja) a lo largo de un perfil extraído del segmento DC2 de la dorsal de Chile; ubicación geográfica en Figura 27 del informe.



**Figura 8.** Perfil batimétrico de la Figura 7, al cual se le ha extraído su tendencia.

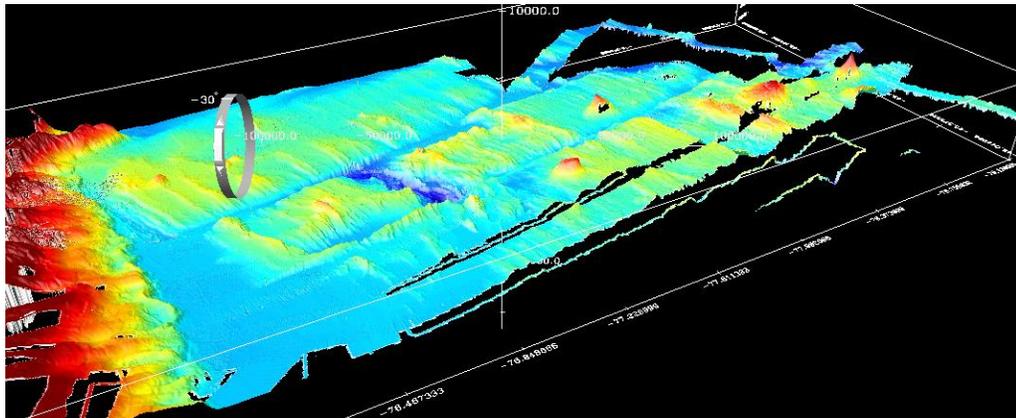


**Figura 9.** Batimetría (curva azul) y su tendencia (curva roja) a lo largo de un perfil extraído del segmento DC3 de la dorsal de Chile; ubicación geográfica en Figura 27 del informe.

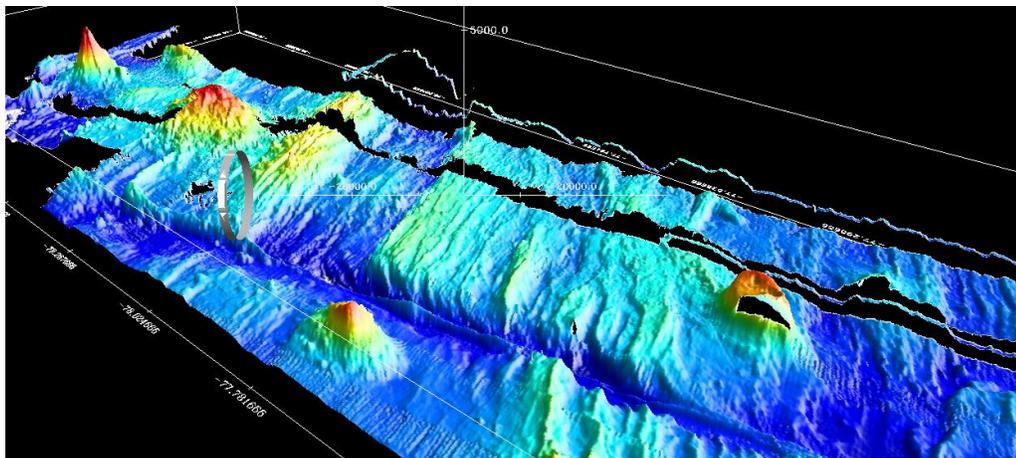


**Figura 10.** Perfil batimétrico de la Figura 8, al cual se le ha extraído su tendencia.

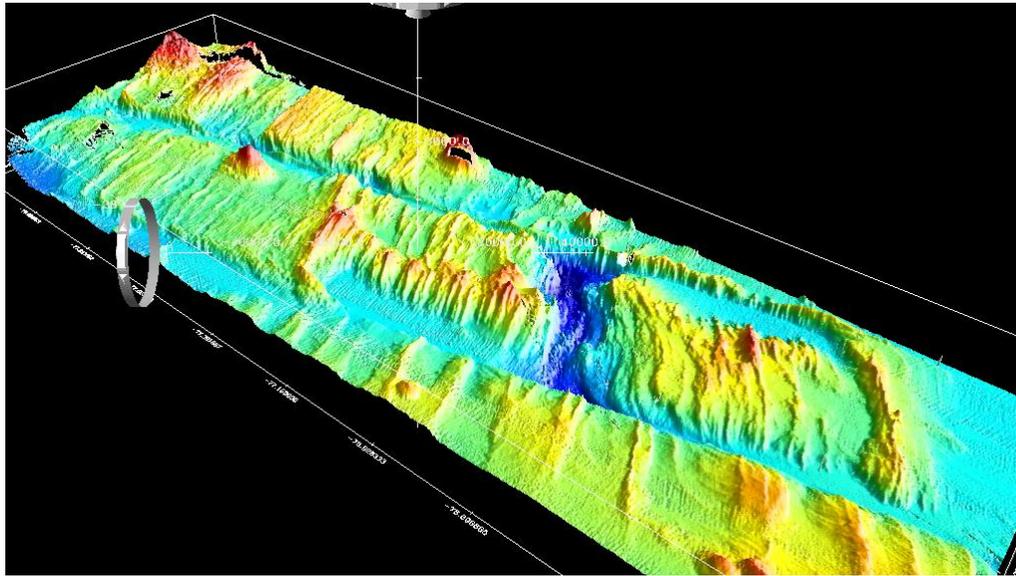
### ANEXO 3: Imágenes en 3D



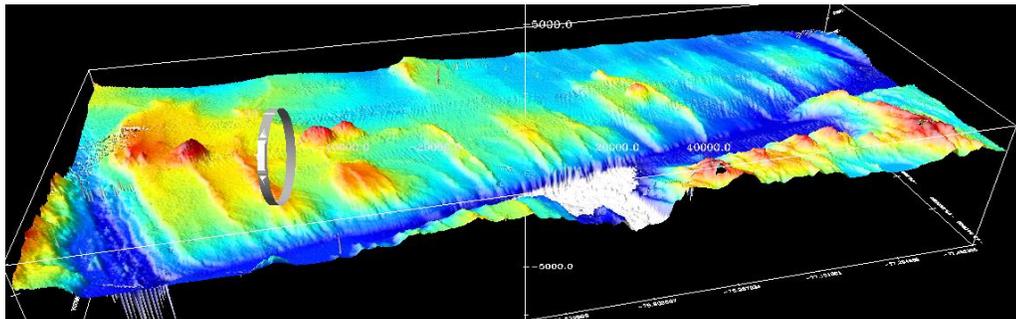
**Figura 1.** Diagrama de bloque de la zona de estudio. Vista desde el NNE.



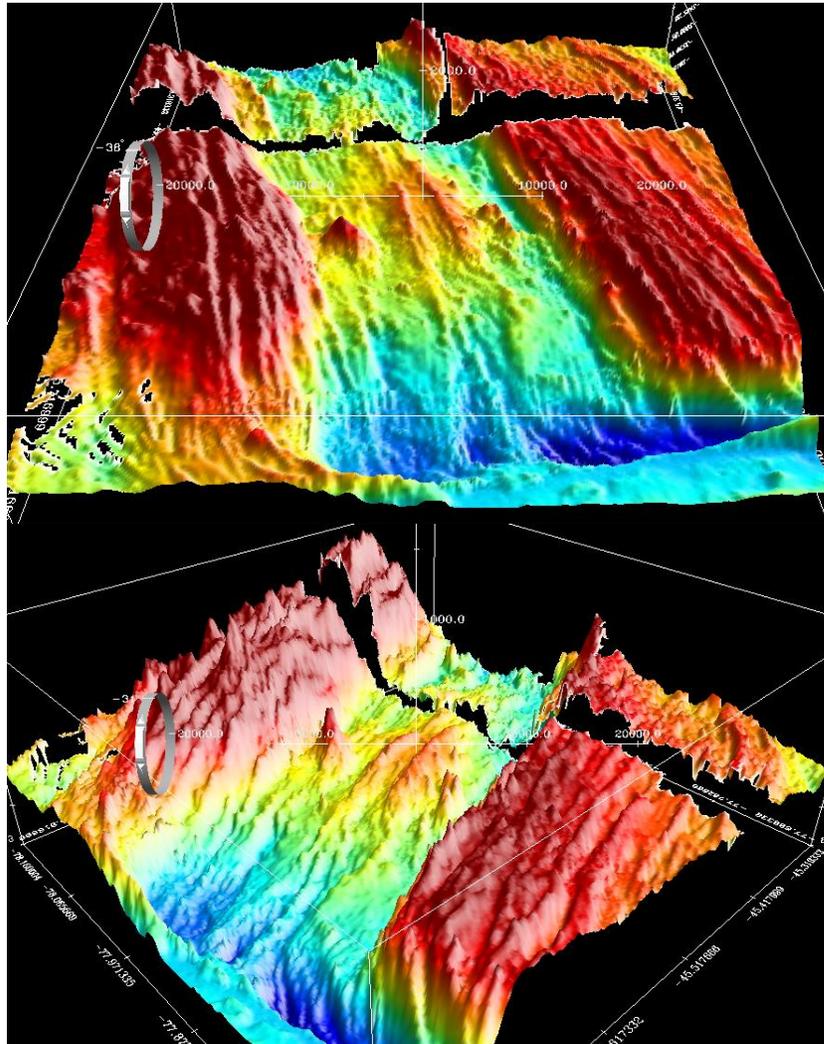
**Figura 2.** Diagrama de bloque del segmento DC1 de la dorsal de Chile. Vista desde el SE.



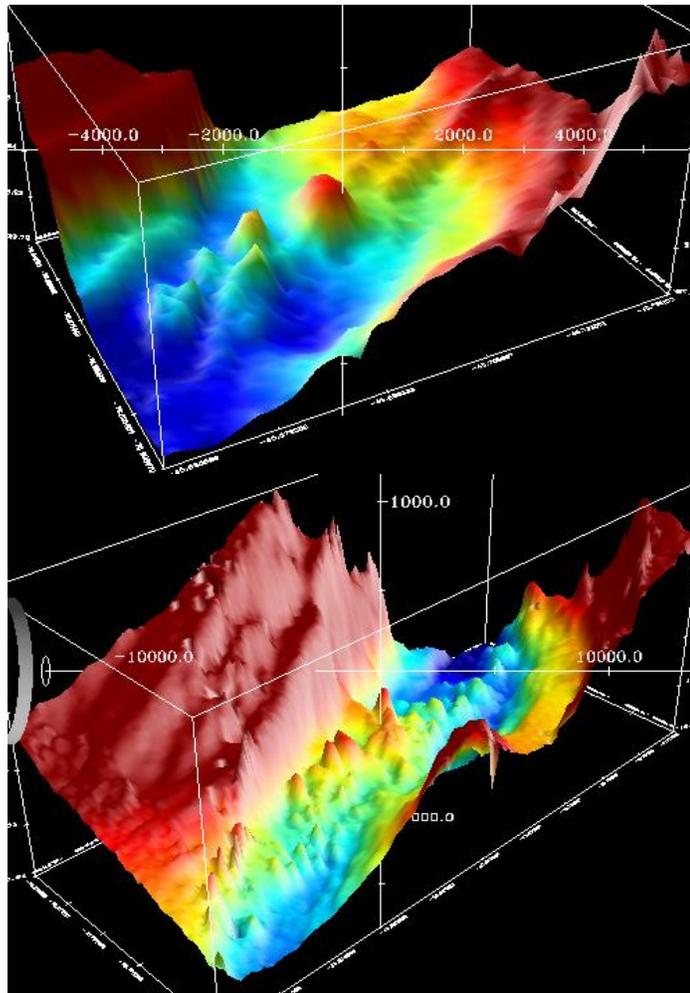
**Figura 3.** Diagrama de bloque del segmento DC2 de la dorsal de Chile. Vista desde el SE.



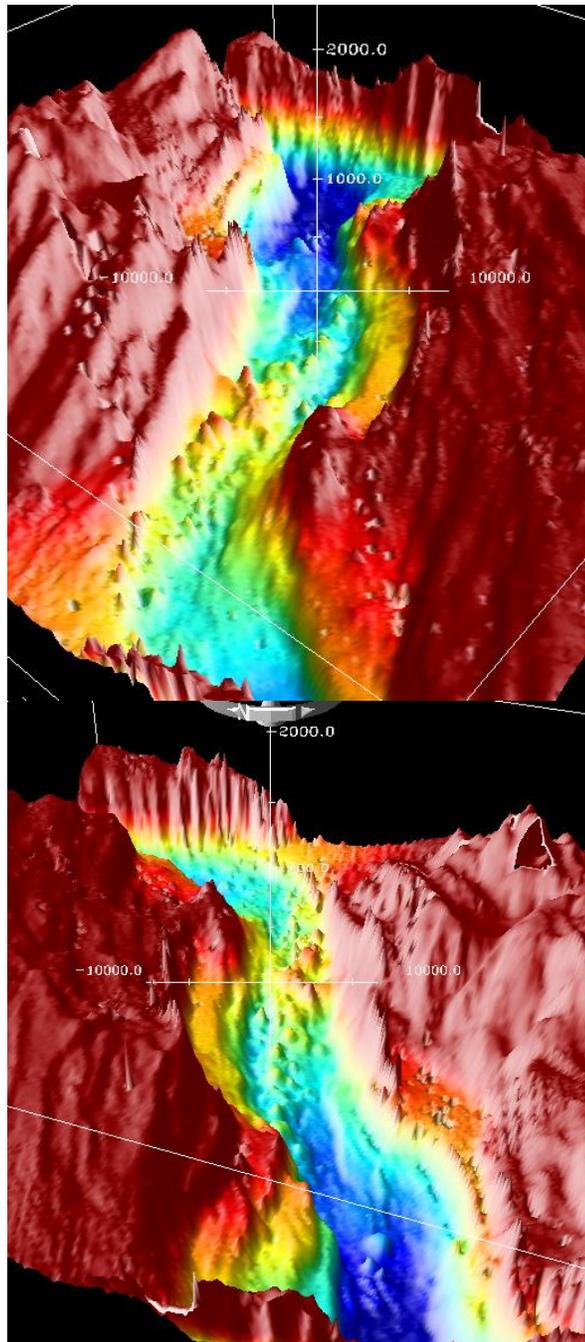
**Figura 4.** Diagrama de bloque del segmento DC3 de la dorsal de Chile. Vista desde el NNE.



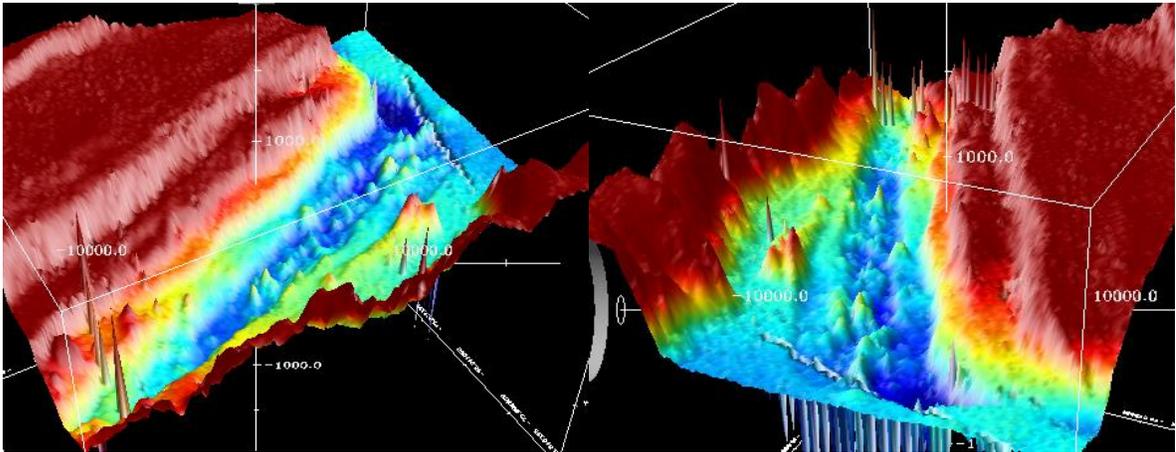
**Figura 5.** Diagrama de bloque del valle axial del segmento DC1 de la dorsal de Chile. Vista desde el Sur (arriba) y desde el SE (abajo).



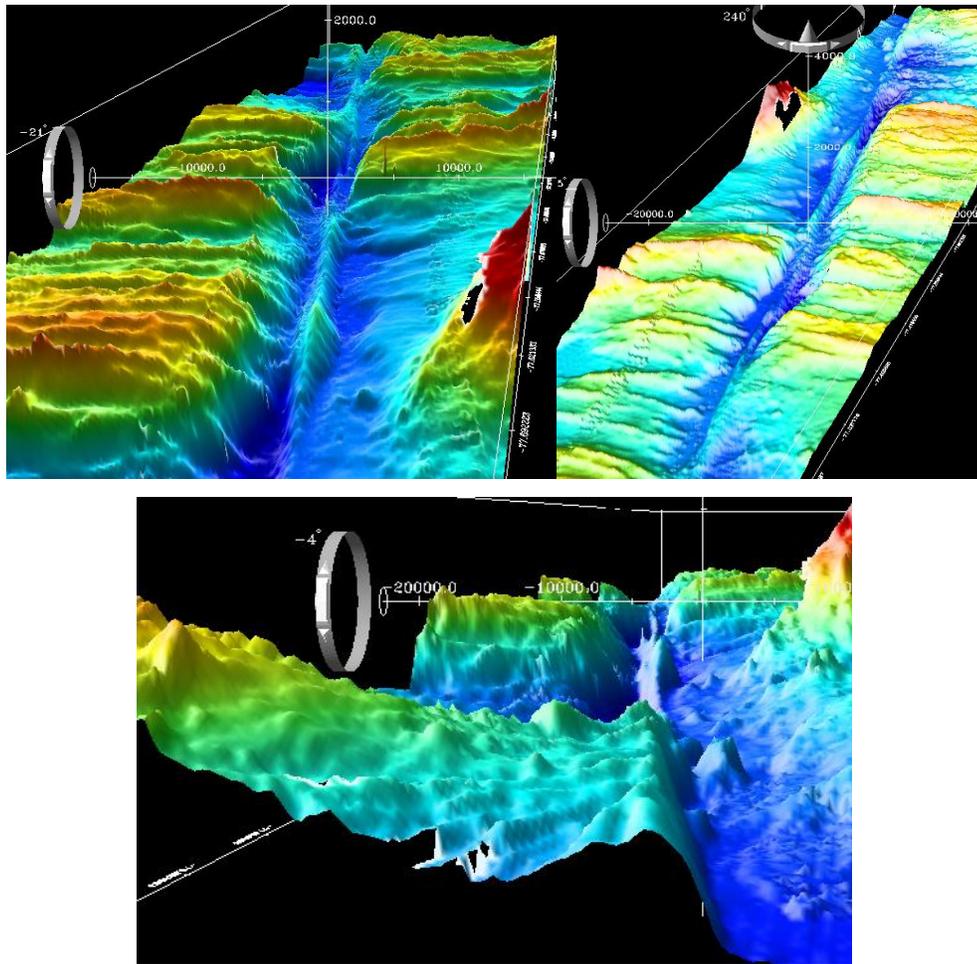
**Figura 6.** Diagrama de bloque del valle axial de los volcanes centrales del segmento DC2.  
Vista desde SE.



**Figura 7.** Diagrama de bloque del valle axial del segmento DC2 de la dorsal de Chile. Vista desde el SSE (arriba) y desde el NNW (abajo).



**Figura 8.** Diagrama de bloque del valle axial del segmento DC3 de la dorsal de Chile. Vista desde el NWW (izquierda) y desde el NNW (derecha) .



**Figura 9.** Diagrama de bloque del *ridge* presente en la ZF1. Vista desde el SW (arriba, izquierda), desde el NE (arriba, derecha) y desde el SWW (abajo).